



Méthodes d'investigation de l'intrusion marine dans les aquifères volcaniques (La Réunion et La Grande Comore)

Anli Bourhane

► To cite this version:

Anli Bourhane. Méthodes d'investigation de l'intrusion marine dans les aquifères volcaniques (La Réunion et La Grande Comore). Volcanologie. Université de la Réunion, 2014. Français. NNT : 2014LARE0028 . tel-01211467

HAL Id: tel-01211467

<https://theses.hal.science/tel-01211467>

Submitted on 5 Oct 2015

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



Université de La Réunion - Laboratoire GéoSciences Réunion

THESE

Présentée à l'Université de La Réunion
En vue de l'obtention du grade de
Docteur en Sciences de La Terre
Spécialité : Hydrogéologie

Par

Anli Bourhane

Méthodes d'investigation de l'intrusion marine dans les aquifères volcaniques (La Réunion et La Grande Comore)

Soutenue publiquement le 18 Décembre 2014, devant un jury composé de :

Olivier Banton
Pierre Genthon
Jean-Christophe Comte
Bertrand Aunay
Thierry Mara
Jean-Lambert Join

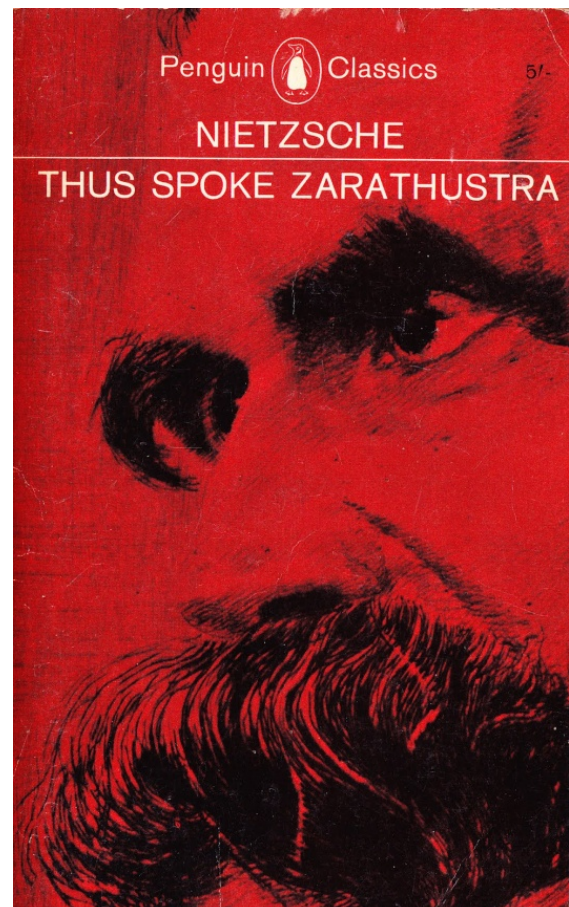
Professeur, Université d'Avignon
Directeur de recherche, IRD - Montpellier
Maître de conférences, Université d'Aberdeen
Docteur, BRGM Réunion
Maître de conférences, Université de La Réunion
Professeur, Université de La Réunion

Rapporteur
Rapporteur
Examineur
Examineur
Examineur
Directeur



*« J'ai une question pour toi seul, mon frère.
Je jette cette question comme une sonde dans ton âme,
afin de connaître sa profondeur. »*

Nietzsche (1885) - *Ainsi parlait Zarathoustra*.



Remerciements

J'adresse mes remerciements à tous ceux qui ont contribué de près ou de loin à la réalisation de ce travail de recherche. Ils sont bien nombreux et je sais que je n'arriverai jamais à tous les citer.

Je tiens à remercier en premier lieu mon cher professeur Jean-Lambert Join qui m'a fait aimer cette formidable science dès mon premier cours d'hydrogéologie et m'a offert par la suite l'occasion de faire cette thèse avec lui.

Je remercie également tout le staff du Laboratoire des Géosciences de l'Université de La Réunion qui m'a accueilli pendant ces quatre années de recherche ; Patrick Bachelery, mon professeur de volcanologie et ancien directeur du Laboratoire qui a soutenu avec beaucoup d'intérêt mon dossier administratif de demande de financement pour la thèse ; Laurent Michon, mon professeur de géologie et directeur actuel du Laboratoire : Merci Laurent pour ta superbe lettre de recommandation qui m'a propulsé vers le Québec en 2008 ! Je remercie aussi Vincent Famin, mon professeur de Tectonique, Anthony Finizola et Claude Smutek, mes professeurs de Géophysique, pour leur conseils et leur pédagogie ; Guillem Barruol, Fabrice Fontaine et Emmanuel Cordier pour leurs conseils et les discussions enrichissantes sur l'analyse et le traitement des séries temporelles ; Nicolas Villeneuve pour ses précieux cours improvisés de nivellement au DGPS ; Geneviève Lebeau pour son assistance technique pendant mes analyses chimiques et sa disponibilité ; Pierre Belle et Julie Lézé, mes camarades et amis pour leurs conseils méthodologiques ; Thibault, Ben, Mag, Marie, Carole, Céline et Françoise, mes collègues de bureau pour leur convivialité et leur bonne humeur. Je remercie les stagiaires qui m'ont accompagné sur le terrain pendant mes manipes et mes mesures géophysiques : d'abord Alio (mon pilote), ensuite, Nassu, Momo, Hassana, Joseph, Romesse, Igore, Guy, Vladimir, Paulo, Echati, Raissa, Olivier, Ceverin, Hindou, Saindou, Arif, Mounaoir, Mahamoud et les autres...

Je remercie également tous les membres de mon comité de thèse et ceux de mon jury de thèse, notamment les rapporteurs qui ont accepté de juger ce travail de recherche, à commencer par Thierry Mara et Vincent Fontaine du Laboratoire de Physique et Ingénierie Mathématique pour l'Energie et l'Environnement (PIMENT) de l'Université de La Réunion, Jean-Christophe Comte de l'Université d'Aberdeen (Ecosse) et Olivier Banton de l'Université d'Avignon (rapporteur), Pierre Genthon de l'IRD (rapporteur) et Bertrand Aunay du BRGM Réunion (examineur). Je remercie aussi Pascal Puvilland et Timothée Jaouen du BRGM - Service Géologique Régional de Mayotte pour leurs conseils et la collaboration établie durant cette thèse.

Je remercie aussi l'équipe du Pôle Recherche du Département de Mayotte qui m'a financé durant ces quatre dernières années et plus particulièrement le directeur Maoulana Andjilani. Je remercie l'équipe de la Direction des Affaires Scolaires et Universitaires (DASU), plus particulièrement Bina, Douchina, Bathouli, Siti-Fazati et Adiga. Je remercie l'équipe de la Direction de l'Environnement de l'Aménagement et du Logement (DEAL) de Mayotte en particulier Gilles Creusot et Anil Akbarali. Je remercie l'équipe du Syndicat Intercommunal des Eaux et de l'Assainissement de Mayotte (SIEAM) pour les discussions intéressantes qu'on a eues autour de mon projet de recherche, en particulier François Delarocque, Jean-Michel Cardon, Naouirou Vita et Fardi Bacar.

Je remercie Julien Bonnier et Thierry Cordonnier de l'Office de l'Eau de La Réunion. Je remercie Robert Delmas de l'Observatoire des Sciences de l'Univers de La Réunion. Je remercie Lionel Bigot du Laboratoire ECOMAR pour l'installation des sondes NKE en mer.

Je remercie Eric Delcher et Johan Hoareau du bureau d'études STRATAGEM 974 pour leurs conseils et les échanges que j'ai eus avec eux durant mes recherches, notamment autour des méthodes électriques (ERT) et électromagnétiques (TDEM).

Je remercie Franck Gabarrot et Remy Decoupes, ingénieurs informatiques de l'Université, pour leur précieux coup de main dans l'installation et l'activation de Feflow.

Je remercie Hamid Soulé de l'Observatoire volcanologique du Karthala, Kassim Ibrahim et Ibrahim Mohamed (dit Jésus) de l'Université des Comores et tout le personnel titulaire et stagiaire de la Direction Générale de l'Energie, des Mines et de l'Eau des Comores (DGEME).

Je remercie les membres de ma famille pour leur soutien et leur présence réconfortante.

Je remercie également tous mes collègues de la DAAF Saint-Pierre, en particulier mes charmantes collègues de bureau, à savoir; Chloé, Alexandra, Sandra et Miss Anne-Gaëlle, pour leur bonne humeur contagieuse, les séances marrantes du « petit baccalauréat » et le gâteau magique (de Sandra). Je remercie aussi Benoît Truong pour ses cours improvisés sur les marchés publics et aussi Emeric Mahé, malgré ses nombreuses tentatives de sabotage de notre matériel de travail (souris scotchée, écran retourné...), et malgré son gâteau au chocolat empoisonné qui a fait pas mal de dégâts ; mal de ventre et, plus grave, SDQB (syndrome du doigt qui bouge). Merci à Martine et à Christophe (dit le patron) pour leur gentillesse, leur bonne humeur et leur incroyable sens de l'humour.

Enfin, je te remercie chaleureusement, toi, cher lecteur (ou lectrice) que je n'ai pas pu citer ici ; je tiens juste à te dire que je ne t'ai pas oublié(e).

*A mon très cher frère
qui nous a quittés trop tôt
avalé par les flots*



Table des matières

Remerciements	5
Table des illustrations.....	12
Avant-propos.....	19
Introduction.....	21
1. Complexité des aquifères volcaniques	27
1.1. Evolution des modèles conceptuels.....	27
1.1.1. Le concept de la lentille d'eau douce	27
1.1.2. Le modèle hawaïen	29
1.1.3. Le modèle canarien.....	30
1.2. Spécificités hydrogéologiques des sites d'étude	31
1.2.1. Cadre géologique général	32
1.2.2. Contexte climatique et hydrologique	34
1.2.3. Les limites de la prospection de la ressource en eau	36
1.2.4. Limites de la gestion des ressources en eau	41
2. Matériels et méthodes.....	44
2.1. Investigations géophysiques	45
2.1.1. Tomographie de résistivité électrique [ERT].....	45
2.1.2. Sondages électromagnétiques [TDEM].....	48
2.1.3. Polarisation spontanée [PS]	50

2.1.4.	Les principales limites des méthodes géophysiques	51
2.2.	Modélisation numérique	55
2.3.	Acquisition de séries temporelles	58
2.4.	Le site pilote de la côte ouest de La Réunion	60
3.	Résultats.....	64
3.1.	Etude des hétérogénéités spatiales du milieu volcanique	66
3.1.1.	Localisation des sites investigués.....	66
3.1.2.	L'ambiguïté des modèles de résistivité.....	69
3.1.3.	Calibration de la mesure géophysique dans le secteur de La Saline (île de La Réunion)	70
3.1.4.	Analyse des hétérogénéités latérales et verticales	75
3.1.5.	Investigations géophysiques et hydrogéologiques sur l'île de la Grande Comore ...	80
3.1.6.	Rôle des hétérogénéités latérales sur la dynamique de l'intrusion marine (Actes de colloque - Conférence SWIM 2014)	91
3.1.7.	Prospection de la ressource en eau souterraine en milieu volcanique récent (Chapitre d'ouvrage, éditions Springer-Verlag)	97
3.2.	Variabilité temporelle	116
3.2.1.	Interprétation des signaux enregistrés.....	116
3.2.2.	Analyse harmonique des signaux enregistrés.....	140
3.2.3.	Apport de la décomposition en harmoniques sur la caractérisation hydrodynamique des aquifères côtiers	153
4.	Applications à la prospection et à la gestion	164
4.1.	Les méthodes de captages en milieu volcanique	164

4.1.1. Les puits-galeries.....	164
4.1.2. Les champs captant.....	165
4.1.3. Les sondages de reconnaissance	166
4.2. Gestion de la ressource en eau	167
4.2.1. Le suivi temporel par sondes automatiques.....	169
Conclusions générales	171
Références bibliographiques.....	175
Annexes	185

Table des illustrations

Illustration 1 : Circulations verticales de flux et de solutés dans un forage (NP= niveau piézométrique)	23
Illustration 2: Longueurs typiques des séries temporelles requises en fonction des objectifs visés par l'étude d'après Taylor and Alley (2002).....	24
Illustration 3: Elargissement de l'échelle spatiale d'observation et régionalisation du protocole	24
Illustration 4 : Modèle conceptuel de la lentille d'eau douce [échelle verticale non respectée]	28
Illustration 5 : Modèle conceptuel de type hawaïen d'après Join et al. (2005).....	29
Illustration 6 : Le modèle conceptuel canarien d'après Join et al. (2005).....	30
Illustration 7 : Situation de La Réunion et de la Grande Comore dans l'Océan Indien.....	31
Illustration 8 : Les deux massifs volcaniques de l'île de La Réunion	32
Illustration 9 : Les trois massifs volcaniques de la Grande Comore	33
Illustration 10 : Carte pluviométrique de La Réunion [Météo France]	35
Illustration 11 : Carte pluviométrique de la Grande Comore.....	36
Illustration 12: Localisation des puits ONU en zones littorales de la Grande Comore. La taille des symboles est proportionnelle aux salinités mesurées dans ces ouvrages.....	38
Illustration 13 : Typologie des nappes d'altitude en milieu volcanique, d'après Join et Coudray (1993)	40
Illustration 14 : Équipements ERT (a) et TDEM (b).....	44
Illustration 15 : sonde piézométrique manuelle (a) et sondes automatiques Diver (b).....	45
Illustration 16 : Schéma d'un système d'acquisition à plusieurs électrodes, et une séquence possible de mesures pour créer une pseudo-section 2D (©British Geological Survey - NERC 2013)	47

Illustration 17 : Principe du sondage électromagnétique (©Université Pierre et Marie Curie)	49
Illustration 18 : Principe d'acquisition des mesures de la polarisation spontanée	51
Illustration 19 : Réseau d'observation du biseau salé sur l'île de La Réunion	59
Illustration 20 : Contexte géologique de la zone d'étude [carré rouge]	61
Illustration 21 : Hétérogénéité structurale de l'aquifère basaltique	62
Illustration 22 : Contexte hydrogéologique conceptuel de la plaine côtière de Saint-Gilles/La Saline	63
Illustration 23 : Localisation des forages du secteur de La Saline	70
Illustration 24 : Contexte géologique général du secteur de Ravine Tabac – Montée Panon	71
Illustration 25 : Coupes géophysiques de Ravine Tabac – Montée Panon (parallèle à la côte)	71
Illustration 26 : Interprétation croisée des résistivités électriques sur le Forage de La Ravine Tabac (NP=niveau piézométrique)	72
Illustration 27 : Interprétation croisée de la mesure géophysique sur les forages de La Saline	73
Illustration 28 : Calibration hydrogéologique de la mesure géophysique	74
Illustration 29 : Profils électriques interprétés de l'Ermitage (en haut) et de La Saline (en bas)	74
Illustration 30 : Interprétation hydrogéologique des données de forage du secteur de La Saline	76
Illustration 31 : Carte des résistivités de la nappe dans le secteur de La Saline (d'après Daesslé and Join 1988). Les lignes continues noires indiquent les courbes d'iso-résistivité. La flèche bleue indique le chenal préférentiel d'écoulement mis en évidence.	76
Illustration 32: Localisation des forages F1 et F2 dans la plaine côtière de l'Ermitage	77

Illustration 33: Caractéristiques géologiques et hydrogéologiques du forage F1 de l'Ermitage	78
Illustration 34: Caractéristiques géologiques et hydrogéologiques du forage F2 de l'Ermitage	78
Illustration 35: Coupe hydrogéologique interprétative du secteur de l'Ermitage	79
Illustration 36 : Coupe géophysique d'Ivoini (parallèle à la côte)	81
Illustration 37 : Contexte géologique (a) et topographique (b) du secteur de Hahaya.	
Localisation des profils ERT (en bleu).....	82
Illustration 38 : Coupe géophysique de Hahaya 2 parallèle à la côte	83
Illustration 39 : Interprétation croisée TDEM/ERT sur le profil parallèle à la côte de Hahaya	84
Illustration 40 : Contexte géologique et localisation du secteur d'Ouroveni (profil ERT en bleu).....	84
Illustration 41 : Puits ONU 17 (a) et une opération de mesure de la conductivité en rivière (b)	85
Illustration 42 : Coupe géophysique d'Ouroveni 1 (N vers S)	85
Illustration 43 : Contexte géologique et localisation du secteur de Nioumadzaha (profils ERT en bleu)	86
Illustration 44 : Coupe géophysique [ERT/PS] perpendiculaire à la côte de Séléa [W vers E]	87
Illustration 45 : Coupe géophysique parallèle à la côte de Séléa [Nord vers Sud]	88
Illustration 46 : Coupe géophysique parallèle à la côte de Nioumadzaha (Nord vers Sud) ...	89
Illustration 47 : Sondages TDEM sur le profil parallèle à la côte de Nioumadzaha (Nord vers Sud).....	89
Illustration 48: Localisation des forages instrumentés sur la côte ouest de l'île de La Réunion	116

Illustration 49: Situation des forages de la plaine côtière de l'Ermitage.....	118
Illustration 50: Evolution des températures de la nappe côtière (bleu) et de l'atmosphère (vert) à l'Ermitage.	119
Illustration 51: Interprétation de l'évolution des paramètres hydrogéologiques enregistrés sur le piézomètre Billard 1 au regard des forçages hydro-climatiques externes.....	120
Illustration 52 : Interprétation de l'évolution des paramètres physico-chimiques enregistrés sur le forage Billard 2.....	121
Illustration 53: Interprétation de l'évolution de la charge hydraulique enregistrée sur le forage Billard 2.	122
Illustration 54: Interprétation de l'évolution des paramètres hydrogéologiques enregistrés sur le forage Billard 5.....	124
Illustration 55: Interprétation de l'évolution des paramètres physico-chimiques enregistrés sur le forage Billard 6.....	125
Illustration 56 : Evolution des teneurs en chlorures et sulfates sur le forage Billard 6.....	126
Illustration 57: Relation entre conductivité électrique et teneurs en chlorures et sulfates sur Billard 6.	126
Illustration 58: Evolution des teneurs en nitrates dans le forage Billard 6.	127
Illustration 59 : Rapports molaires Na/Cl et SO ₄ /Cl calculés sur le forage Billard 6.	127
Illustration 60: Interprétation de l'évolution de la charge hydraulique enregistrée sur le forage Billard 6.	128
Illustration 61: Interprétation de l'évolution de la charge hydraulique enregistrée sur le forage P18.	129
Illustration 62: Interprétation de l'évolution des paramètres physico-chimiques dans le forage P18.	130
Illustration 63: Interprétation de l'évolution des paramètres hydrogéologiques au droit du forage F2.....	132

Illustration 64: Coupe hydrogéologique interprétative de la plaine côtière de l'Ermitage (NP= niveau piézométrique)	133
Illustration 65: Schéma conceptuel du fonctionnement hydrogéologique de la nappe côtière de l'Ermitage.	134
Illustration 66: Interprétation de l'évolution des paramètres hydrologiques enregistrés dans le forage de Bellevue	135
Illustration 67: Interprétation de l'évolution des paramètres hydrologiques enregistrés à la Ravine Tabac.....	136
Illustration 68 : Interprétation de l'évolution des paramètres hydrologiques enregistrés à la Grande Ravine	137
Illustration 69 : Interprétation de l'évolution des paramètres hydrologiques enregistrés sur le forage P9	138
Illustration 70: Analyse harmonique des signaux enregistrés sur le piézomètre Billard 1..	141
Illustration 71: Analyse harmonique des signaux enregistrés sur le piézomètre Billard 2..	142
Illustration 72: Analyse harmonique des signaux enregistrés au piézomètre Billard 5.....	143
Illustration 73: Analyse harmonique des signaux enregistrés au piézomètre Billard 6.....	144
Illustration 74: Analyse harmonique des signaux enregistrés sur le piézomètre P18 de l'Ermitage.....	145
Illustration 75: Analyse harmonique des signaux enregistrés au forage F2 de l'Ermitage ..	146
Illustration 76 : Analyse harmonique des signaux enregistrés sur le piézomètre de Bellevue	148
Illustration 77 : Analyse harmonique des signaux enregistrés sur la Ravine Tabac.....	149
Illustration 78 : Analyse harmonique des signaux enregistrés sur le piézomètre P5 de Grande Ravine	150
Illustration 79: Analyse harmonique des signaux enregistrés au piézomètre P9 de Fond Jardin	151

Illustration 80 : Comportement hydrodynamique des aquifères selon le contexte hydrogéologique.....	152
Illustration 81: Caractérisation hydrodynamique des aquifères recoupés par les forages. Le degré de confinement des nappes côtières transparaît au travers les diffusivités hydrauliques associées.....	155
Illustration 82: Influence des composantes marégraphiques sur la piézométrie des nappes côtières.....	156
Illustration 83: Les rapports signal/bruit des composantes marégraphiques significatives dans les signaux piézométriques	157
Illustration 84 : Résultat de l'analyse en composantes principales issues des différents forages.....	157
Illustration 85: Impact des composantes de la marée sur l'évolution temporelle de la conductivité électrique des nappes côtières.....	158
Illustration 86: Evolution saisonnière du niveau marin moyen et des niveaux de salinité..	159
Illustration 87: Evolution des précipitations et des niveaux de salinité dans cinq forages de la côte ouest	160
Illustration 88: Déphasages calculés entre piézométrie et salinité dans les forages de la côte ouest.....	161
Illustration 89 : Schéma d'un puits-galeries d'après Nichols et al. (1996)	164
Illustration 90: Représentation schématique de l'intérêt d'une exploitation par champ captant.....	166
Illustration 91 : Surveillance des paramètres physico-chimiques et du niveau d'eau dans le puits de Hahaya.	168

Avant-propos

Ce travail de thèse a été réalisé au Laboratoire Géosciences Réunion, à l'Université de La Réunion sous la direction du *Pr. Jean-Lambert Join*. Les travaux de recherche ont été développés autour de deux projets :

- Le projet OT-RUN-TERRE financé à parts égales par l'Observatoire des Sciences de l'Univers de l'Université de La Réunion (OSUR) et l'Office de l'Eau de La Réunion. Il a pour objet la mise en place d'un réseau d'Observation des impacts du changement climatique sur le littoral de la Réserve Naturelle Marine de La Réunion et la modélisation prédictive des transferts à l'interface.
- Le projet pilote de gestion du service public de l'eau en milieu rural sur l'île de La Grande Comore (GECEAU) financé par l'Agence Française de Développement (AFD). Il a permis la réalisation de tests méthodologiques en géophysique en vue de l'implantation de forages d'eau sur l'île de La Grande Comore.

Ces travaux ont fait l'objet de communications sous forme de chapitres d'ouvrage, de rapport d'étude et de conférences ou posters dans des colloques scientifiques internationaux :

Publications, Chapitres d'ouvrage

- **Bourhane, A.**, Comte, J.-C., Join, J.-L., and Ibrahim, K., [2015] Groundwater prospection in Grande Comore Island; Joint contribution of geophysical methods, hydrogeological time-series analysis and groundwater modelling In: Bachèlery, P., Lénat, J.-F., Di Muro, A., Michon, L. (Editors), Active Volcanoes of the Southwest Indian Ocean: Piton de la Fournaise and Karthala. Active Volcanoes of the World. Springer-Verlag Berlin and Heidelberg (à paraître)
- Join J.-L., Folio J.-L., **Bourhane A.**, Comte J.-C., [2015] Groundwater resources: conceptual models, In: Bachèlery, P., Lénat, J.-F., Di Muro, A., Michon, L. (Editors), Active Volcanoes of the Southwest Indian Ocean: Piton de la Fournaise and Karthala. Active Volcanoes of the World. Springer-Verlag Berlin and Heidelberg (à paraître)

Congrès internationaux

- **Bourhane A.**, Comte J.-C., Join J.-L., and Mara T. [2014] The role of 3D volcanic structures on seawater intrusion in Grande Comore Island inferred from geophysical investigations and groundwater modelling - 23rd Salt Water Intrusion Meeting, Session "Hydrogeology of Islands", 16-20 June 2014, Husum, Germany, (Talk)
- Comte J.-C., Cassidy R., Obando J., Banton O., **Bourhane A.**, Ibrahim K., Join J.-L., Makokha M., Marobhe I., Melchioly S., Mjemah I., Mohamed I., Mwega B., Robins N., Shauri H. and Soule H., [2014] Towards groundwater security in coastal East Africa: initiating a regional research network and integrated hydrogeological, climatic & socio-economic observatories in coastal aquifers of the Comoros Islands, Kenya and Tanzania - 23rd Salt Water Intrusion Meeting, Posters Session, 16-20 June 2014, Husum, Germany (poster)

- Bonnier J. et **Bourhane A.**, [2012] Etude de la salinisation des aquifères côtiers en milieu volcanique insulaire : cas de l'île de La Réunion – 18^{èmes} Journées Techniques du Comité Français d'Hydrogéologie de l'Association Internationale des Hydrogéologues - 6^{ème} Forum Mondiale de l'Eau, 15-17 mars 2012, Cassis, France (poster)
- Kloppmann W., **Bourhane A.**, Schomburgk S., Asfirane F. [2012], Salinisation des masses d'eau en France : du constat au diagnostic. 18^{èmes} Journées Techniques du Comité Français d'Hydrogéologie de l'Association Internationale des Hydrogéologues – 6^{ème} Forum Mondiale de l'Eau - Session « Ressources et gestion des aquifères littoraux » 15-17 mars 2012, Cassis, France. Actes de Colloque - p199.

Rapports scientifiques

- Join J.-L., et **Bourhane A.**, (2012) Observation de l'impact du changement climatique sur les aquifères littoraux de la Réunion - Modélisation prédictive des Transferts à l'interface. Bilan d'activité et perspectives. Rapport d'avancement - Projet OT-RUN-TERRE – OSU - Observatoire des Sciences de l'Univers de l'Université de La Réunion.
- Join, J.-L., Comte, J.-C., **Bourhane, A.**, [2013] Tests méthodologiques en géophysique en vue de l'implantation de forages d'eau sur l'île de La Grande Comore - Projet Pilote de gestion du service public de l'eau en milieu rural sur l'île de La Grande Comore (Rapport d'étude - Ministère de l'Agriculture, de la Pêche, de l'Energie, de l'Environnement, de l'Industrie et de l'Artisanat – Union des Comores)

Activités de vulgarisation et communication interne

- **Bourhane A.**, (2013) Les méthodes de contrôle des intrusions salines en milieu volcanique, cas de la côte ouest de l'île de La Réunion, séminaire interne au Laboratoire des Géosciences, Université de La Réunion, 5 juin 2013.
- **Bourhane A.**, (2013) Vers une stratégie de prospection durable de l'eau souterraine en milieu volcanique, 6^{ème} édition du Forum des Jeunes Chercheurs de l'Université de La Réunion, 18 mai 2013 – Université de La Réunion.
- **Bourhane A.**, (2011) Comment surveiller l'invasion d'eau de mer dans les nappes phréatiques ? 4^{ème} édition du Forum des Jeunes chercheurs de l'Université de La Réunion, 18 mai 2011 – Université de La Réunion.
- Interview dans Loca'Terre, émission télévisée de vulgarisation diffusée sur Réunion Première, à l'occasion de la journée mondiale de l'eau, 7 avril 2013.
<http://vimeo.com/62609821>

Introduction

La salinisation reste l'une des principales causes de dégradation de la qualité de l'eau souterraine et superficielle (Meybeck 1985; Meybeck and Helmer 1989 ; Vengosh 2003). Ce phénomène très répandu s'avère particulièrement problématique dans les régions arides ou insulaires, là où la ressource en eau douce se trouve en quantité très limitée. Les mécanismes à l'origine de la salinité d'un système hydrologique sont divers et complexes.

Dans les îles volcaniques, les aquifères du domaine côtier présentent de très fortes hétérogénéités liées à leur caractère libre ou captif, à la structure du milieu géologique (coulées massives ou scoriacées), à la disparité de leurs recharges (contraste de pluviométrie ou présence de chenaux d'écoulements préférentiels souterrains), mais aussi à la morphologie de la limite en aval (côtes rocheuses, cônes détritiques...). Face aux enjeux du développement littoral, il devient nécessaire de pouvoir disposer d'outils d'évaluation et de suivi à travers la mise en place de tableaux de bord d'indicateurs pertinents de l'évolution quantitative et qualitative des nappes côtières. Parmi ces indicateurs potentiels, le suivi multi-paramètres de l'intrusion marine dans les eaux souterraines présente un double intérêt :

- ce phénomène renseigne sur le comportement de l'interface saline ; une frontière dynamique entre les eaux douces continentales et les eaux salées marines, dont la position dépend directement des conditions de flux (climat), de potentiel (océan) mais aussi des prélèvements.
- la modélisation de cette interface autorise la simulation de scénarios hydroclimatiques prenant en compte l'évolution éventuelle de paramètres externes anthropiques ou naturels (érosion littorale, prélèvement dans les nappes etc...)

Contrairement aux aquifères sédimentaires relativement bien étudiés (Bear et al. 2013; Das and Datta 1999), il n'existe que très peu d'études spécifiques applicables aux formations volcaniques (Join 1991 ; Join et al. 1988 ; Houmed-Gaba 2010; Kim et al. 2003 ; Hamm et al. 2005). Le suivi de l'évolution de l'intrusion marine implique une stratégie spécifique d'observation de l'évolution de la qualité des eaux souterraines. En milieu volcanique, il s'agit de définir les moyens les plus efficaces en vue d'obtenir les données les plus fiables possibles. La surveillance de l'intrusion d'eau de mer peut être effectuée par des méthodes directes ou indirectes réalisés à différents pas de temps. Les méthodes directes comprennent la mesure des profils de salinité des eaux souterraines ou diagraphies électriques, le suivi en continu à l'aide de capteurs automatiques et l'échantillonnage des eaux souterraines (Daesslé and Join 1988, Join et al. 1997). Les méthodes indirectes utilisent les outils de la prospection géophysique et en particulier les outils de la prospection électrique et électromagnétique (Revil et al. 2012, Hoareau 2009), qui restent plus lourds à mettre en place. Lorsque la profondeur d'investigation recherchée atteint la centaine de mètres, le suivi temporel de la salinité par investigation géophysique indirecte s'avère ainsi difficilement envisageable. Son application dans le cadre de cette étude a pour but d'imager les hétérogénéités spatiales du milieu souterrain. L'information issue de ces investigations permet alors i) d'éclairer le choix des points d'observations et ii) de mieux comprendre et interpréter les différences de comportement observées sur les stations de mesures.

La problématique sociétale posée par la vulnérabilité des ressources en eau en milieu volcanique nécessite une méthodologie spécifique pour suivre leur évolution temporelle. Les méthodes de surveillance des ressources en eau en milieu volcanique se heurtent à la question cruciale de la représentativité des points d'échantillonnage. En raison de fortes hétérogénéités verticales et latérales mises en évidence dans ces types de milieu, la mise en place d'un réseau d'observation fiable et efficace ne peut se faire sans une réflexion préalable concernant :

- i) le degré de densité et l'emplacement géographique des points d'observation,
- ii) les modalités d'installation des différents capteurs dans les ouvrages de surveillance
- iii) la fréquence d'enregistrement des paramètres hydrologiques surveillés

Les travaux envisagés ici consistent à élaborer une méthodologie adaptée à différentes configurations hydrogéologiques dans l'optique de mieux contrôler l'évolution de l'intrusion saline. Cette méthodologie s'applique d'abord à l'échelle du forage. Il s'agit notamment de définir la position verticale la plus pertinente pour les capteurs, ensuite, à l'échelle de l'aquifère, nous nous sommes attachés à définir l'emplacement et la densité des points d'observation nécessaires pour obtenir une image représentative de la nappe étudiée.

L'acquisition des données est effectuée sur différents sites présentant des configurations hydrogéologiques variées sur le plan de la recharge, de la structure de l'aquifère et de la géomorphologie de la limite en aval. Les problématiques qui sont développées sont les suivantes : quels sont les paramètres qui influencent le plus l'intrusion marine (recharge, conditions avales ou la structure des aquifères...) ? Les caractéristiques physico-chimiques mesurées à la surface de la nappe peuvent-elles rendre compte du comportement de l'interface eau douce/eau salée ? Peut-on privilégier des mesures peu précises (analyses de la nappe superficielle, diagraphies de conductivité électrique), peu onéreuses et régulières dans le temps (fréquence hebdomadaire par exemple) au détriment de mesures plus détaillées (sondages géophysiques), coûteuses et sporadiques ?

Le choix d'une altitude d'installation fixe des capteurs vise à répondre à une logique de représentativité de la mesure effectuée et d'homogénéité spatiale des mesures récoltées sur l'ensemble du réseau d'observation.

La stratification du milieu volcanique engendre inévitablement un contraste vertical de perméabilité ; les horizons perméables plus productifs vont générer des écoulements dirigés vers le forage et susceptibles d'entretenir un vortex quasi-permanent dans le tubage (Dague and Galle-Cavalloni 1971, (Dartus et al. 2000). D'autre part, les phénomènes de diffusion moléculaire des solutés des zones profondes vers la surface permettent la mise en place d'un gradient vertical de salinité dans le forage sur toute la hauteur d'eau considérée et une homogénéisation de la colonne d'eau (CEAEQ 2011).

Les balancements de la marée se répercutent sur la nappe côtière en modifiant l'épaisseur de la zone de transition et créant ainsi des variations de salinité en tout point de la colonne d'eau (Kim et al. 2014). Les amplitudes des variations de salinité étant dépendantes de la profondeur, l'installation des capteurs à l'altitude 0 m restera pertinente, à la seule condition que les variations physico-chimiques de la nappe côtière demeurent détectables par les différents instruments de mesure. Pour une meilleure représentativité des mesures, les capteurs doivent être positionnés à hauteur des crépines, au niveau desquelles ont lieu les circulations d'eau souterraine au sein du forage.

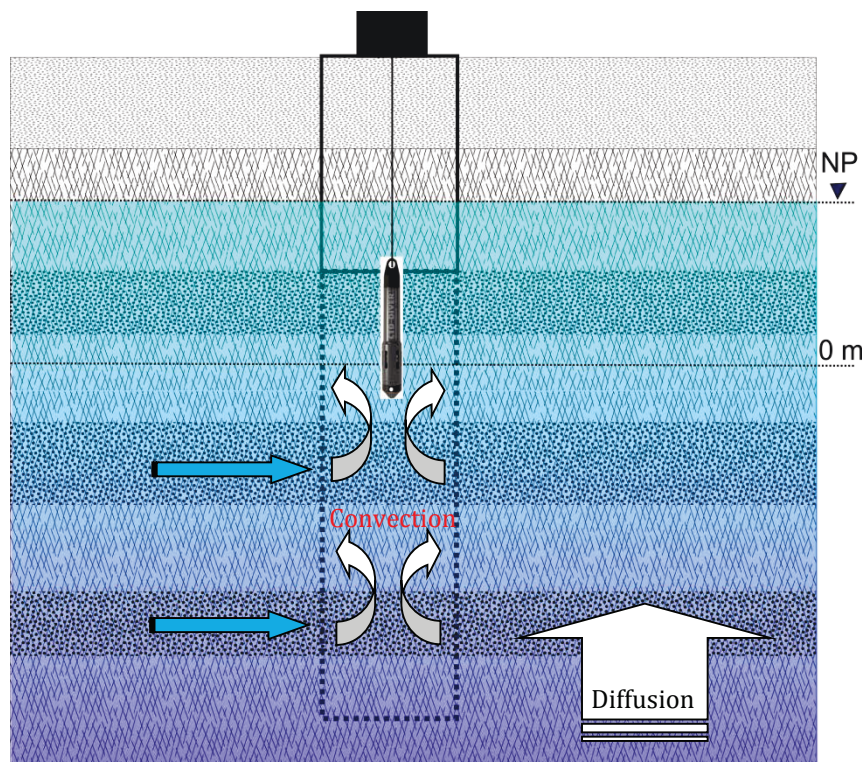


Illustration 1 : Circulations verticales de flux et de solutés dans un forage (NP= niveau piézométrique)

Le réseau d'observation est mis en place sur la côte ouest de l'île de La Réunion, dans la zone littorale allant de L'Ermitage à Saint-Leu. Cette zone est particulièrement intéressante dans le sens où elle présente les types de limites en aval les plus communes aux îles volcaniques à savoir, des côtes rocheuses (Saint-Leu), des embouchures de ravines (Ravine des Trois-Bassins, Grande ravine) et des plaines d'accumulation d'arrière récif (L'Ermitage).

Les premiers tests montrent qu'une fréquence d'acquisition plus élevée n'apporte pas de renseignement pertinent. L'intervalle de mesure semi-horaire présente l'avantage de restituer les variations de haute fréquence liées à la marée, aux précipitations et infiltrations intenses, tout en maintenant une quantité de données acquises raisonnable pour le traitement.

Afin de disposer d'un jeu de données conséquent pour l'analyse statistique des effets des facteurs externes régionaux et des variables climatiques sur l'évolution des paramètres de la nappe côtière, la longueur de chronique requise sur l'ensemble des points d'observation sera supérieure à une année (Taylor and Alley 2002). Cette condition justifie le choix d'un enregistrement en continu sur les trois années d'étude afin d'obtenir des séries temporelles suffisamment longues sur le site pilote.

Objectifs des données hydrogéologiques enregistrées	Longueurs de chroniques requises			
	semaines	mois	années	décennies
Déterminer les propriétés hydrauliques des aquifères	✓			
Etablir une carte piézométrique	✓			
Surveiller à court terme les variations de la recharge	✓	✓		
Surveiller à long terme les variations de la recharge			✓	✓
Surveiller les effets de la variabilité climatique			✓	✓
Surveiller les effets régionaux de l'exploitation des nappes			✓	✓
Analyse statistique des tendances des niveaux d'eau			✓	✓
Surveiller les changements des directions d'écoulements		✓	✓	✓
Surveiller l'interaction eau souterraine/eau de surface	✓	✓	✓	✓
Modélisation numérique des écoulements d'eau souterraine et du transport de contaminant		✓	✓	✓

Illustration 2: Longueurs typiques des séries temporelles requises en fonction des objectifs visés par l'étude d'après Taylor and Alley (2002)

Au cours de la première phase de l'étude, un premier réseau relativement dense (résolution spatiale hectométrique) est testé sur la plaine côtière de l'Ermitage, afin d'appréhender les différences de comportement éventuelles à l'échelle latérale hectométrique. Au cours de la deuxième phase, le réseau initial est étendu vers le sud jusqu'à Saint-Leu et intègre une ligne de côte de 20 km. Enfin, le protocole mis en place sur ce premier site pilote est exporté sur l'île volcanique de la Grande Comore, un contexte géologique comparable à celui de La Réunion (Bourhane et al. 2015).

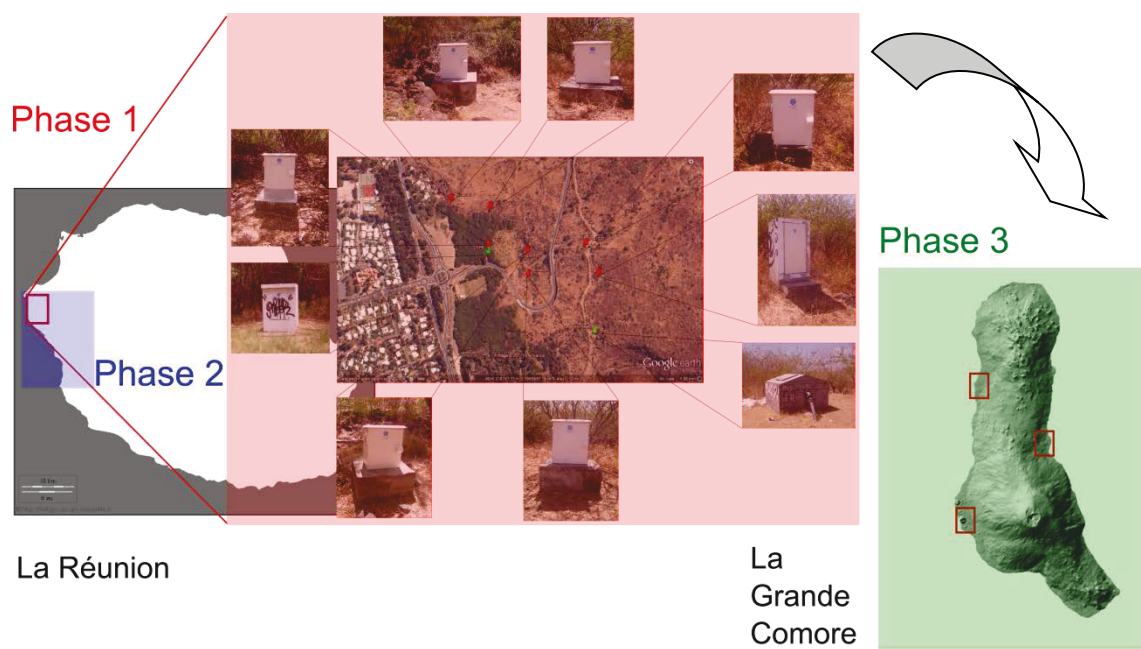


Illustration 3: Elargissement de l'échelle spatiale d'observation et régionalisation du protocole

Cette approche multi-échelle sur l'île de La Réunion permet de tester la densité d'ouvrages adéquate pour un meilleur suivi de l'évolution des paramètres internes à la nappe et de sélectionner les points d'observation situés dans les contextes géologiques représentatifs. L'application de ce type d'observatoire à la Grande Comore permet d'extrapoler les résultats obtenus aux contextes volcaniques récents de manière générale.

Le présent manuscrit s'articule en quatre chapitres ;

Le premier chapitre traite des problématiques liées à la prospection et à l'exploitation des ressources en eaux souterraines en milieu volcanique insulaire. Dans une première partie, il est question de présenter et discuter les principaux modèles conceptuels hydrogéologiques proposés par différents auteurs pour appréhender de façon schématique la complexité des environnements volcaniques. Ensuite, une deuxième partie se focalise sur les difficultés rencontrées à l'heure actuelle sur le plan de la prospection et de la gestion de ces ressources.

Le deuxième chapitre introduit les caractéristiques géologiques des sites d'étude et les aspects méthodologiques. Ce chapitre présente la mise en place d'un réseau d'observation des intrusions salines sur la côte ouest de l'île de La Réunion. Ensuite, les différentes techniques d'analyses et d'investigations utilisées sont présentées ; la tomographie de résistivité électrique, le sondage électromagnétique, la polarisation spontanée, l'analyse de séries temporelles et les simulations numériques.

Le troisième chapitre présente le site pilote de la côte ouest de La Réunion et expose les résultats des différentes méthodes d'investigation mises en œuvre. Il souligne premièrement la pertinence des outils géophysiques pour imager les hétérogénéités spatiales du milieu volcanique. Ensuite, une deuxième partie rend compte de la sensibilité du milieu face aux forçages naturels hydro-climatiques à travers l'analyse des séries temporelles enregistrées en forage. Cette partie détaille les résultats de l'analyse harmonique de différents signaux enregistrés et met en avant l'apport du suivi temporel en continu des paramètres hydrogéologiques sur la surveillance de la contamination saline et la caractérisation hydrodynamique du milieu volcanique.

Le dernier chapitre présente les applications potentielles de cette recherche en termes d'exploitation et de gestion des ressources en eau souterraine en milieu volcanique. Il propose certaines techniques de prospection alternatives et ainsi qu'une stratégie d'exploitation qui se veut plus appropriée au contexte particulier des îles volcaniques.

1.Complexité des aquifères volcaniques

Dans les îles volcaniques récentes et de type point chaud, les eaux s'infiltrant profondément dans des terrains souvent très perméables. Les nappes importantes se situent à une altitude proche du niveau de la mer. Du fait de la proximité de l'océan, cette situation engendre un risque permanent de contamination des eaux douces par les eaux marines. Ce risque augmente sensiblement avec la pression de prélèvement sur la ressource en eaux souterraines. Face à ce risque, les collectivités sont amenées à mettre en œuvre des outils de suivi pour la prévention de la contamination marine. Ces outils s'appuient pour l'essentiel sur le suivi de la minéralisation des eaux de forages situés en bordure littorale. Pourtant, l'hétérogénéité spatiale et temporelle des valeurs mesurées tend à confirmer la complexité des processus de contamination marine dans ces environnements.

Aussi, les méthodes de surveillance et de gestion de l'intrusion marine en domaine littoral nécessitent alors le développement d'outils d'acquisition et d'interprétation adaptés au fonctionnement particulier des circulations souterraines en milieu volcanique. Le projet développé ici se propose de contribuer à la définition des processus déterminant les conditions de la salinisation des aquifères en domaine volcanique littoral.

Dans ce chapitre, nous nous intéressons premièrement aux modèles conceptuels communément utilisés pour décrire les hydro-systèmes insulaires volcaniques. Ensuite, nous nous attarderons sur les principales difficultés techniques rencontrées dans ces types de contexte sur le plan de la prospection et de la gestion des ressources en eau souterraine.

1.1. Evolution des modèles conceptuels

Malgré des taux de précipitation élevés, les îles volcaniques récentes principalement constituées de coulées volcaniques très perméables sont confrontées à de sérieuses difficultés liées à l'accès aux ressources en eau souterraine.

Les conductivités hydrauliques élevées favorisent l'infiltration profonde des eaux météoriques et ainsi la profondeur de la surface piézométrique dans ces îles augmente avec l'altitude. Comme conséquence, la prospection des eaux souterraines à l'intérieur des îles dans ces contextes s'avère très coûteuse et extrêmement hasardeuse. En zone côtière, la plupart des forages atteignent et exploitent la nappe littorale dont la profondeur oscille autour du niveau moyen de la mer. Du fait de la charge peu importante dans ces forages, un risque permanent de contamination par l'eau de mer subsiste.

1.1.1. Le concept de la lentille d'eau douce

Selon le principe de l'équilibre hydrostatique entre deux fluides supposés immiscibles proposé au début du siècle dernier par (Ghyben 1888) et (Herzberg 1901), la profondeur de l'interface entre la nappe d'eau douce et l'eau de mer est égale à environ 40 fois la charge hydraulique mesurée au niveau du forage. Dans un aquifère poreux et homogène à l'équilibre, il est admis que les deux milieux se mélangent très peu. En effet, l'eau douce, moins dense ($\rho=1000 \text{ kg/m}^3$) flotte sur l'eau de mer plus dense ($\rho=1025 \text{ kg/m}^3$) avec un contact incliné assimilé à un plan.

Il s'agit de l'interface entre l'eau douce et l'eau salée dont la position est liée à la différence de densité des deux milieux. La loi de Ghyben-Herzberg définit alors la position du contact entre les deux milieux à l'équilibre comme suit :

$$\rho_d * (H+h) = \rho_s * H \quad (1.1), \text{ soit en approximation; } H = 40 * h \quad (1.2)$$

où ρ_d est la masse volumique de l'eau douce (kg/m^3), ρ_s , la masse volumique de l'eau salée (kg/m^3), H , la profondeur de l'interface entre l'eau douce et l'eau salée prise par rapport au niveau de la mer (m) et h , la charge hydraulique (m).

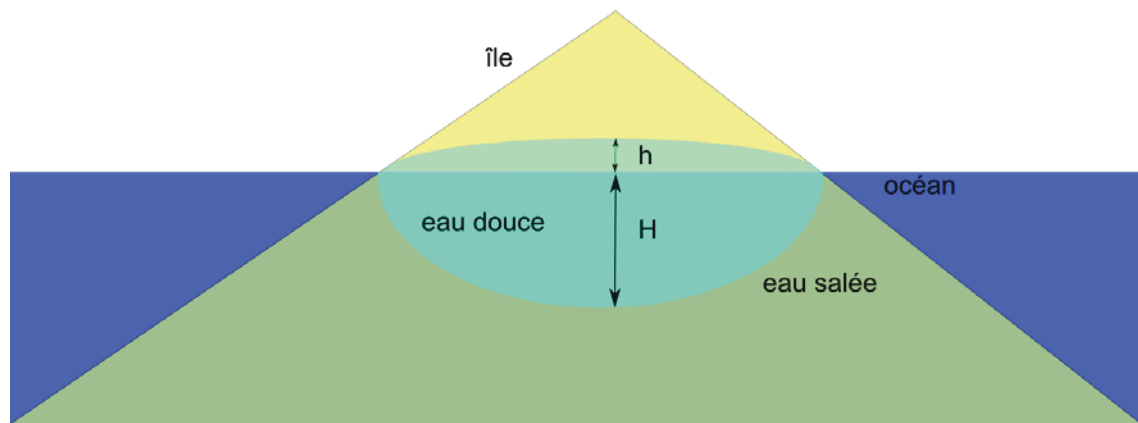


Illustration 4 : Modèle conceptuel de la lentille d'eau douce [échelle verticale non respectée]

Cependant, dans la réalité, le milieu n'est pas aussi statique. Il est question de flux d'eau douce et d'eau salée qui se rencontrent et forment une zone de mélange dispersive (Neven 2007). On parle alors de la théorie des fluides miscibles. L'interface est ainsi représentée par un front de densités intermédiaires, appelée zone de transition. Contrairement, à la représentation précédente on distinguera alors trois zones dans l'aquifère : une zone d'eau douce, une zone d'eau saumâtre correspondant à la zone de mélange ou de transition et une zone d'eau salée (eau de mer).

Une avancée du biseau salé vers l'intérieur des terres peut être observée lorsque l'épaisseur de la nappe côtière diminue, ce qui favorise la pénétration des eaux saumâtres. On parle alors d'invasion ou intrusion marine. La surexploitation des nappes modifie les charges hydrauliques et entraîne l'établissement d'un nouvel équilibre et la migration du biseau salé.

Dans les zones intérieures des îles, les hydrogéologues sont toujours confrontés au manque d'observations directes et/ou de points d'échantillonnage. Actuellement, la définition de modèles conceptuels hydrogéologiques pour les aquifères volcaniques insulaires demeure encore un défi majeur (Izquierdo 2014).

Plusieurs études hydrogéologiques ont décrit les aquifères des îles volcaniques, notamment l'île de Tenerife dans les Canaries (Ecker, 1976; Custodio, 1978), l'île de la Grande Comore (Savin et al. 2001), (Bourhane et al. 2014), l'île de La Réunion (Join et al. 2005), l'île Maurice (Join et al. 2000), l'île de Pico dans les Açores (Cruz and Silva 2001), les îles Hawaii (Izuka and Gingerich 2003), l'île de Fogo, au Cap Vert (Descloitres 1998), l'île de Santa Cruz, aux Galapagos (d' Ozouville et al. 2008), l'île de Jeju, en Corée du Sud (Kim et al. 2003, (Hamm et al. 2005), Kim et al. 2006, (Jung et al. 2014) ou l'île de Mayotte (Vittecoq et al. 2013), (Lachassagne et al. 2014).

Plusieurs modèles conceptuels ont été déduits de ces études pour décrire les aquifères des îles volcaniques (Cruz and Silva 2001). Ils peuvent cependant être classés en deux catégories:

- (i) les modèles dits hawaïens (Peterson 1972; MacDonald et al. 1983)
- (ii) les modèles dits canariens (Custodio, 1974; Custodio, 1978).

Les principales divergences sur la conceptualisation des aquifères en milieu volcanique se résument à l'existence ou non d'une nappe de base et de son extension à l'intérieur du massif.

1.1.2. Le modèle hawaïen

Les modèles hawaïens proposent une distinction entre la nappe de base et les « zones saturées de haute altitude » (Izuka et Gingerich, 2003; Lau et Mink, 2006). La nappe de base est caractérisée par une nappe d'eau en forme de lentille flottant sur l'eau de mer, avec une surface piézométrique de très faible pendage. Cet aquifère est composé d'une épaisse accumulation de coulées basaltiques très perméables. Les zones saturées de haute altitude sont rencontrées à des altitudes supérieures à celle du toit de la nappe de base. Ces hydro-systèmes sont considérés comme perchés ou « bloqués par les dykes ».

Dans le modèle hawaïen, les dykes jouent un rôle de compartimentation des aquifères. La densité de dykes augmentant vers le centre du massif conduirait alors à la formation de réservoirs perchés dont la cote augmente au fur et à mesure que l'on se rapproche de la zone sommitale. Dans ce modèle, les différentes propriétés hydrauliques résultant des différentes phases volcaniques ne sont pas prises en compte. Le milieu est donc considéré comme homogène à l'échelle régionale. Il présente cependant des discontinuités locales qui vont conditionner les écoulements souterrains.

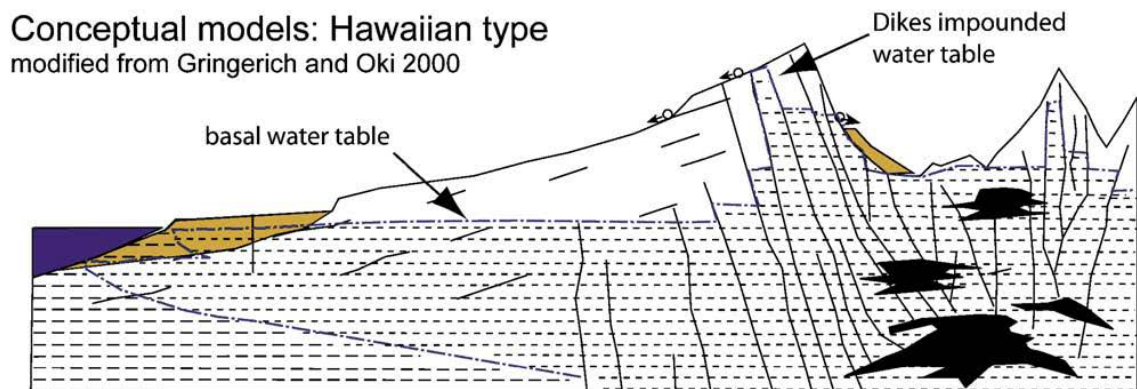


Illustration 5 : Modèle conceptuel de type hawaïen d'après Join et al. (2005)

Il apparaît que les modèles hawaïens considèrent une distribution binaire des conductivités hydrauliques. L'ensemble du massif volcanique est supposé régionalement homogène et très perméable, tandis que les dykes sont considérés imperméables (Folio, 2001). Ce modèle sous-entend également une discontinuité hydraulique entre la nappe de base et les nappes de haute altitude, contenues ou « bloquées » entre les dykes.

Plus récemment, Izuka et Gingerich (d'abord en 1998, et ensuite en 2003) ont suggéré la nécessité d'un nouveau modèle conceptuel pour expliquer la répartition des ressources en eau souterraine observée sur l'île de Kauai (Hawaii). Ils décrivent un hydro-système volcanique qui s'apparente à une nappe de base continue latéralement et qui s'épaissit dans sa zone centrale tel que proposée par le modèle canarien. Ils expliquent cet épaississement à la fois par une baisse des perméabilités et par une recharge importante localisée en zone sommitale, ce qui marque une réelle convergence vers le modèle d'une nappe de base continue, avec une forme en cloche.

1.1.3. Le modèle canarien

La relation entre la nappe de base et les zones saturées de haute altitude qui consiste en une perte de charge brusque au sein du massif n'est pas en adéquation avec les observations réalisées aux îles Canaries (Custodio 1989). Ainsi, le modèle canarien supporte l'idée d'une distribution plus régulière des conductivités hydrauliques au sein du massif et par conséquent, une meilleure continuité hydraulique entre nappe de base et nappe d'altitude.

Ce deuxième modèle considère que le comportement hydrogéologique général des volcans boucliers actifs est contrôlé par une diminution progressive de la conductivité hydraulique avec la profondeur. Il est alors supposé que la nappe de base s'étend de façon continue des zones côtières jusqu'aux rifts zones sommitales. Ainsi, dans les zones montagneuses internes des volcans océaniques, la surface piézométrique a la forme d'un dôme dont le sommet présente un bombement en cloche caractéristique (Custodio et al. 1988).

Conceptual models: Canarian type
modified from Custodio 88

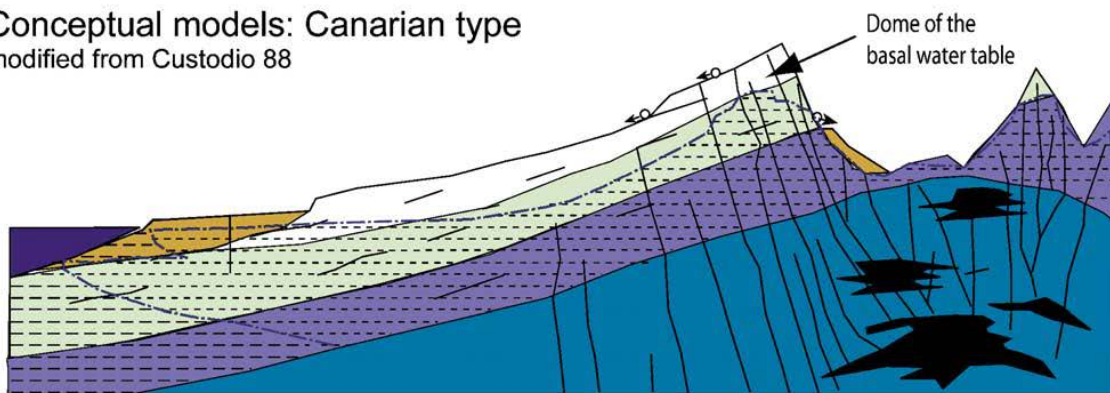


Illustration 6 : Le modèle conceptuel canarien d'après Join et al. (2005)

Cette géométrie en cloche peut être expliquée de deux façons ;

- i) les conductivités hydrauliques seront de plus en plus faibles à mesure que la profondeur moyenne de la nappe de base sous la surface topographique augmente. La nappe circule alors dans des terrains de plus en plus altérés
- ii) la recharge est en général plus importante dans la zone centrale de ces îles.

Dans ce dernier modèle, les nappes perchées, bloquées ou supportées par les dykes peuvent être rencontrées localement. Cependant, il est supposé que les principales résurgences ou sources d'altitude restent connectées à la nappe de base qui affleure à certains endroits au sein du massif.

Ces deux catégories de modèles conceptuels sont synthétisées par Join et al. (2005) et il apparaît qu'ils divergent sur deux points ;

- i) la distribution spatiale des conductivités hydrauliques au sein du massif
- ii) le degré de continuité hydraulique entre la zone côtière et les zones d'altitude.

Finalement, il peut être admis que les modèles conceptuels canariens et hawaïens demeurent complémentaires (Join et al. 2005). Dans un cas comme dans l'autre, les intrusions volcaniques jouent certainement un rôle prépondérant. Des nappes d'altitude de faible extension peuvent être soit bloquées par les dykes, soit supportées par des niveaux de

pyroclastites imperméables. Cependant, la partie essentielle de la ressource hydrogéologique constitue une nappe de base caractérisée par un bombement central lié en même temps à la baisse des perméabilités et l'importance de la recharge dans cette zone. La géométrie de ces hydrosystèmes et l'importance du rôle hydraulique associé aux objets géologiques décrits ici va dépendre de plusieurs facteurs, à savoir ;

- i) l'âge des matériaux géologiques qui peut contrôler leurs perméabilités
- ii) le degré d'érosion des massifs volcaniques concernées
- iii) la position relative des coulées basaltiques récentes
- iv) les dynamismes éruptifs impliqués pendant la phase de construction du volcan

A la lumière de ces considérations conceptuelles, nous allons présenter par la suite les spécificités hydrogéologiques des milieux volcaniques réunionnais et comoriens. Nous nous attarderons sur les critères géologiques qui rapprochent ces deux systèmes insulaires, et enfin nous discuterons la pertinence d'exporter l'expérience tirée du contexte réunionnais pour appréhender les problématiques de prospection et de gestion rencontrées sur ces deux îles.

1.2. Spécificités hydrogéologiques des sites d'étude

La Réunion (2512 km²) et La Grande Comore (1024 km²) sont deux îles océaniques récentes situées dans la partie occidentale de l'Océan Indien. Elles sont entièrement formées par l'activité de volcans boucliers ; le Piton des Neiges (3069 m) et le Piton de La Fournaise (2630 m) à La Réunion, ensuite La Grille (1087 m) et Le Karthala (2361 m) en Grande Comore.



Illustration 7 : Situation de La Réunion et de la Grande Comore dans l'Océan Indien

Leurs caractéristiques géologiques communes sont responsables de la présence d'hydrosystèmes assez particuliers sur ces îles et de l'avènement d'une problématique singulière au regard de la prospection et de la gestion des ressources en eau. Ces terrains volcaniques

récents (moins de 2.2 Ma) sont en effet composés d'un empilement de coulées de laves plus ou moins fissurées et caractérisées par des propriétés hydrodynamiques exceptionnelles.

1.2.1. Cadre géologique général

La Réunion et La Grande Comore font partie des îles volcaniques les plus récentes de l'Océan Indien. Ces deux îles constituent les produits terminaux d'un chapelet d'îles volcaniques ; le premier orienté sur un axe Nord 30, allant des trappes du Deccan, en Inde jusqu'à l'île de La Réunion, en passant par le plateau des Mascareignes et l'île Maurice, le deuxième, orienté sur un axe Nord 120 et formant l'archipel des îles Comores, à l'entrée nord du Canal du Mozambique.

a) Géologie de La Réunion

La Réunion est une île d'origine volcanique de type point chaud dont l'activité exondée a débuté il y a seulement 2,1 Ma (McDougall 1971) ; (Rocher 1988). Elle est située sur la longitude Est 55°29' et la latitude Sud 21°05', dans la partie sud-ouest de l'Océan Indien, à 800 km de la côte Est de Madagascar et 210 km de la côte Sud de l'île Maurice. Avec une superficie de 2512 km², cette île est composée de coulées de laves associées à l'activité de deux volcans principaux : le Piton des Neiges (2,1 Ma), occupant la partie nord-ouest de l'île et le Piton de La Fournaise (0,45 Ma), situé dans la partie sud-est de l'île.

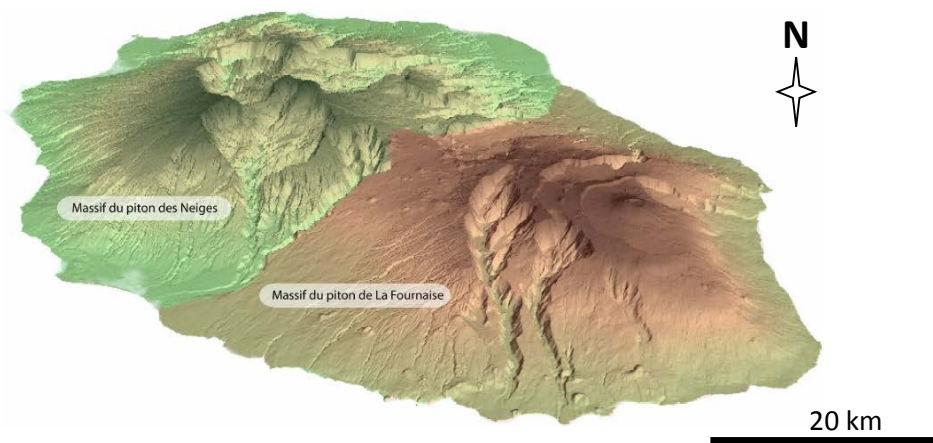


Illustration 8 : Les deux massifs volcaniques de l'île de La Réunion

La géologie du secteur nord-ouest de l'île est largement dominée par une accumulation de coulées volcaniques issues de la phase I à la phase IV de l'activité du Piton des Neiges (3069 m). La phase I est antérieure à 2,1 Ma. Elle marque le début de la série indifférenciée. Elle contient des coulées basaltiques aphyriques fortement altérées, avec une porosité primaire tapissée par les dépôts de zéolite. Ces formations sont souvent accompagnées de brèches basaltiques primitives et d'océanites anciennes (Billard et Vincent, 1974).

La phase II de l'activité du Piton des Neiges (entre 2,1 et 0,43 Ma) est composée de basaltes à olivines et d'océanites récentes. Cette phase correspond au stade terminal de la série indifférenciée. Certains auteurs font référence à cette période en parlant de "la série basaltique" (McDougall 1971), «la série océanitique » (Rocher 1988) ou encore de "la phase des océanites" (Kluska 1997).

De 0,43 à 0,35 Ma, le bouclier du Piton des Neiges a connu une longue période d'érosion, caractérisée par une absence de dépôts. La phase III (entre 0,35 et 0,25 Ma) correspond au début de la série différenciée. Les formations associées sont constituées de hawaiiites, benmoréites, basaltes à pyroxène et à feldspaths plagioclases. Enfin, les coulées de la phase IV

marquent la fin de la série différenciée. Les dernières coulées du Piton des Neiges contiennent des termes fortement différenciés, notamment des mugéarites et des trachytes.

L'activité du Piton de La Fournaise commence il y a 0,45 Ma. Ce dernier est caractérisé par un dynamisme éruptif essentiellement effusif et fait partie actuellement des volcans boucliers les plus actifs dans le monde. Les laves émises sont composées pour la plupart de basaltes aphyriques, de basaltes à olivine et d'océanites. Les rares épisodes explosifs ont produit des niveaux de cendres et pyroclastites recouvrant l'ensemble du massif.

b) Géologie de la Grande Comore

L'archipel des Comores est situé à mi-chemin entre les côtes ouest de Madagascar et la côte est africaine, à l'entrée nord du canal du Mozambique, entre les latitudes 11° et 13° Sud et les longitudes 43° et 46° Est. Cet archipel volcanique recouvre une superficie totale de 2033 km². Il est composé de quatre îles principales alignées approximativement suivant un axe Nord 120. L'île de la Grande Comore est géologiquement la plus récente. Les roches datées affichent un âge inférieur à 1 Ma. Il s'agit aussi de l'île la plus vaste, avec une superficie de 1024 km² et la plus haute, avec 2361 m d'altitude au niveau du volcan Karthala.

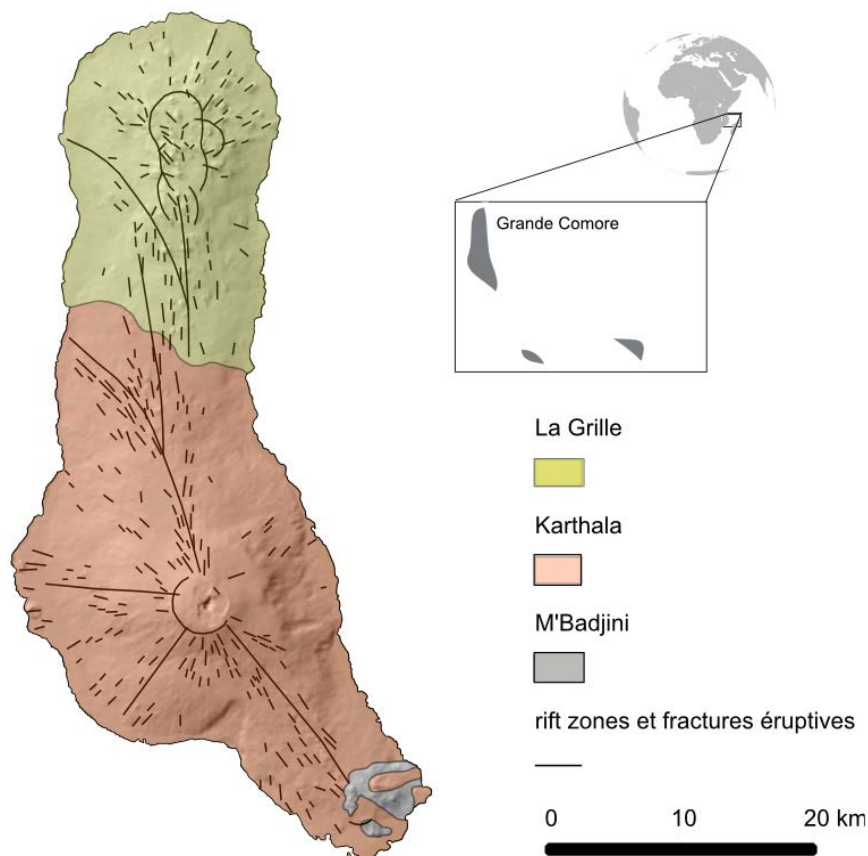


Illustration 9 : Les trois massifs volcaniques de la Grande Comore

L'île de la Grande Comore est composée de trois massifs volcaniques principaux : les massifs de M'Badjini, La Grille et le Karthala.

Le massif de M'Badjini est le plus ancien. Il est situé dans le secteur sud-est de l'île. Il se caractérise par une altération superficielle très poussée (plus de 10 m) des formations volcaniques et par son importante densité de fracturation (Bachelery and Coudray 1993).

Le relief volcanique primaire du M'Badjini a été décapé et aplani par une importante érosion. Les coulées de laves présentent des caractères de surface de coulées "aa" et "pahoehoe" très émoussés ou effacés. L'ensemble des terrains est marqué par une profonde altération ferrallitique et argileuse.

Le massif de La Grille (1087 m) présente un âge intermédiaire. Ce second massif est moins altéré. Il occupe toute la moitié nord de la Grande Comore. Sa surface en pente douce est parsemée par plusieurs cônes de cendres et tufs. Les coulées de cette phase volcanique supérieure forment des roches compactes ou vacuolaires noirâtres ou gris fer, essentiellement des basaltes andésitiques, basaltes labradoriques, basanitoides et limburgites. Les formations les plus caractéristiques restent les coulées à scories et à dalles, les nappes peu épaisses de projections volcaniques ainsi que les cônes adventifs de projections (Mohamed et Othman 2006).

Enfin, le massif du Karthala constitue environ les deux tiers de la superficie de l'île. Ce volcan bouclier encore actif a connu plusieurs phases d'activité durant le siècle dernier. Sa géomorphologie est caractérisée par la présence de deux rifts zones de part et d'autre d'une série de caldéras sommitales emboîtées formées par de multiples unités d'effondrement.

A la lumière des caractéristiques géologiques très proches de ces deux îles, les similitudes géo-structurales de leurs aquifères paraissent évidentes et l'usage d'un schéma conceptuel commun pour décrire les écoulements souterrains dans ces deux systèmes insulaires est ainsi justifié.

1.2.2. Contexte climatique et hydrologique

Les deux systèmes insulaires sont situés sous un climat intertropical humide, avec deux saisons : une saison chaude et pluvieuse de Décembre à Avril et une saison fraîche et sèche de Mai à Novembre. Dans les deux cas, la côte au vent reçoit davantage de précipitations par rapport au reste de l'île, en raison de l'effet orographique des massifs volcaniques. Enfin, dans un cas comme dans l'autre, l'augmentation des précipitations avec l'altitude favorise l'existence de petites sources dans les zones hautes.

Le flanc Est de La Réunion soumis aux vents d'Alizés reçoit en moyenne entre 2 et 10 m de précipitations par an. A l'inverse, la côte ouest n'enregistre qu'entre 0.2 à 2 m de chutes de pluie annuelles. Un réseau hydrographique permanent s'est mis en place au sein des cirques d'érosion qui ont profondément entaillé les massifs volcaniques. Les températures moyennes varient entre 15 et 30°C, avec des records de chaleur localisés sur la côte ouest qui est plus ensoleillée.

Sur l'île de La Réunion, le massif du Piton de La Fournaise apparaît comme le secteur le plus arrosé. Le bilan hydrologique de cette zone est calculé par Barcelo et Coudray (1996). Les précipitations moyennes annuelles sont estimées à 6,2 m. L'évaporation et le ruissellement sont évalués chacun proche de 1 m, ce qui correspond à l'incertitude de la pluviométrie. La recharge avoisine les 4,2 m par an, soit environ 68% des précipitations annuelles.

Cependant, une distribution très contrastée de la pluviométrie est observée sur le volcan, avec plus de 12 m par an sur le flanc Est du massif. Pour l'ensemble de la zone, la recharge du Piton de La Fournaise est estimée à 2300 Mm³ par an, pour une superficie de 470 km².

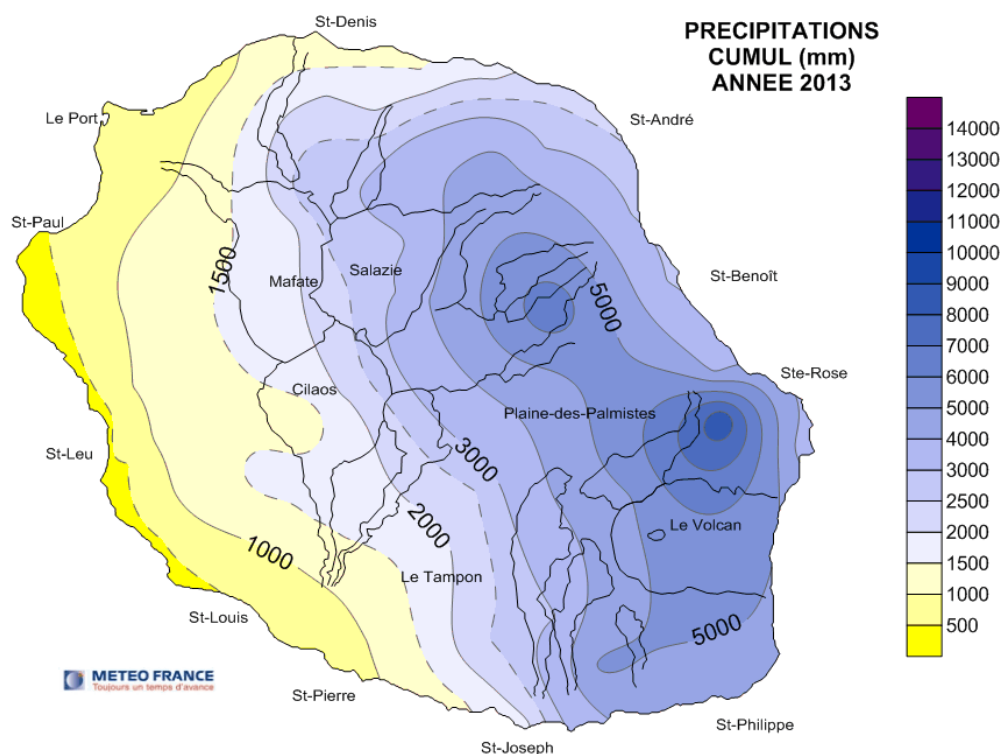


Illustration 10 : Carte pluviométrique de La Réunion [Météo France]

Sur l'ensemble du massif du Piton de La Fournaise, malgré les précipitations abondantes, seulement trois cours d'eau présentent un écoulement permanent atteignant la mer. Ils se sont mis en place dans les vallées les plus profondément incisées au sein du massif. Sur les flancs du volcan, le ruissellement est observé seulement durant les événements pluvieux les plus intenses. Barcelo (1996) a montré que ces événements exceptionnels sont associés à des infiltrations importantes localisées dans les lits des rivières et contribuant ponctuellement à la recharge des aquifères. Ces phénomènes de recharge associés aux événements pluvieux les plus intenses sont également observés sur les flancs Ouest du Piton des Neiges, au niveau des stations piézométriques de la Grande Ravine et de la Ravine Tabac.

En Grande Comore, les précipitations annuelles varient de moins de 1,5 m par an sur les côtes Nord et Est à plus de 4 m sur le flanc sud-ouest de l'île (Battistini and Vérin 1987). Cette répartition est expliquée par la présence de vents dominants en provenance de l'ouest (localement appelés Kashikazi, provenant du Nord-Ouest et Kusi provenant du Sud-Ouest). Les masses d'air humides associées touchent essentiellement la façade sud-ouest de l'île durant l'été austral en raison de l'effet orogénique du massif du Karthala.

Malgré l'abondance des précipitations, il n'y a pas de cours d'eau permanent sur cette île. Un bilan hydrologique pour la Grande Comore a été établi par (Marini 1990). L'évapotranspiration est évaluée à 35% des précipitations et le taux de ruissellement est seulement estimé à 5%. La recharge annuelle avoisine donc les 60% de la pluviométrie. Le volume annuel d'eau souterraine renouvelable de la Grande Comore est évalué entre 0,5 et 2 milliard de mètres cubes (Mohamed 2012). Cette ressource est exploitée à l'aide de puits traditionnels réalisés au niveau de la zone côtière. Cependant, l'eau météorique disponible de façon saisonnière est encore recueillie dans des citernes privées et utilisée par près de deux tiers de la population pour l'alimentation en eau et autres usages domestiques.

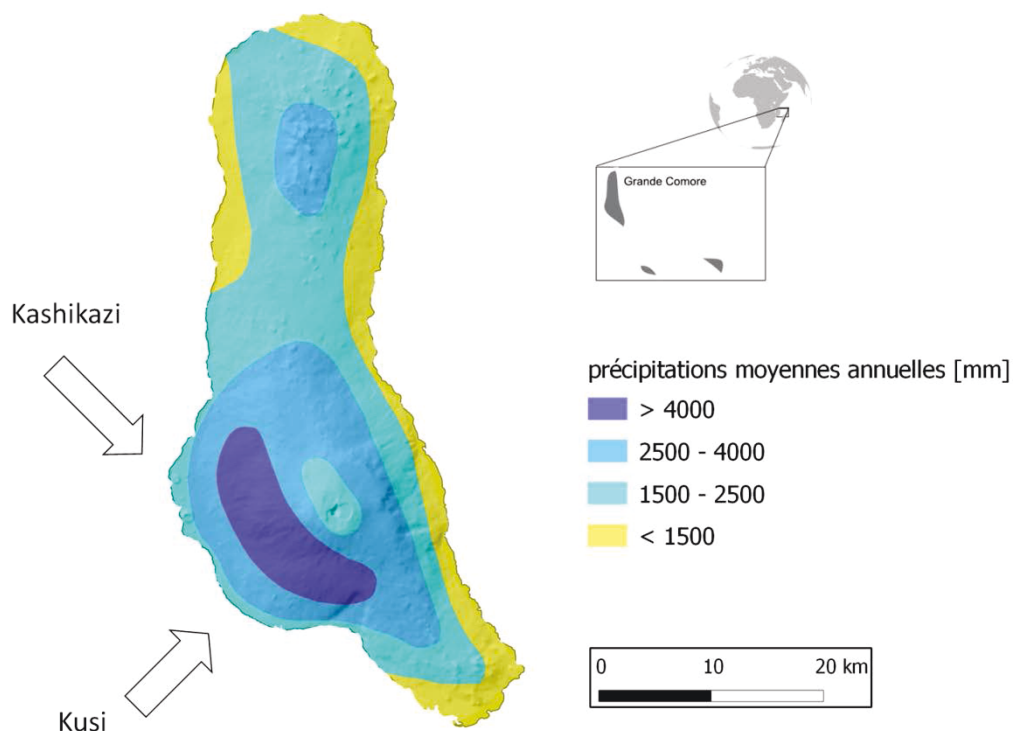


Illustration 11 : Carte pluviométrique de la Grande Comore

Malgré les précipitations relativement abondantes, les îles volcaniques récentes sont confrontées à des problématiques communes en termes de prospection et de gestion des ressources en eau souterraine. Ces difficultés sont liées à une méconnaissance évidente du milieu volcanique très hétérogène. L'acquisition de données hydrogéologiques nécessaires à la reconnaissance des aquifères ciblés est limitée par la rareté des points d'observation.

1.2.3. Les limites de la prospection de la ressource en eau

En prenant en compte les analogies hydrogéologiques entre La Grande Comore et La Réunion, nous utiliserons La Réunion comme site pilote pour la compréhension des paramètres hydrogéologiques de ces deux îles volcaniques récentes. Les principaux résultats des analyses hydrogéologiques réalisées à La Réunion sont exposés ici. Ces analyses supportent des rapprochements évidents établis avec la Grande Comore sur le plan du fonctionnement des aquifères volcaniques.

Les premières investigations géophysiques profondes réalisées sur les flancs du Karthala ont permis de discuter pour la première fois de l'analogie des conditions hydrogéologiques entre la Grande Comore et le contexte mieux connu de La Réunion (Savin et al. 2001). Plus tard, Join et al. (2005) redéfinissent le modèle conceptuel de l'île de La Réunion et proposent son application aux autres contextes volcaniques similaires, notamment la Grande Comore.

Dans ces deux îles volcaniques, malgré les précipitations plus ou moins importantes, les ressources en eau superficielles sont rares en raison d'un taux d'infiltration élevé, estimé à 60% en Grande Comore et 68 % sur le Piton de La Fournaise à La Réunion. Les eaux météoriques s'infiltrent donc profondément dans le sous-sol et atteignent rapidement la nappe de base dont le toit est situé à une altitude proche du niveau de la mer en zone côtière.

Paramètre	Gamme Grande Comore	Moyenne Grande Comore	Moyenne La Reunion
Transmissivité [m ² /s]	1.0 10 ⁻² – 3.0 10 ⁻¹	8.0 10 ⁻²	1.3 10 ⁻¹
Conductivité hydraulique [m/s]	1.6 10 ⁻³ – 2.7 10 ⁻¹	2.4 10 ⁻²	1. 10 ⁻²
Débit de pompage de sécurité [m ³ /h]	10 – 70	40	160
Rabatement spécifique [m/m ³ /h]	2.8 10 ⁻³ – 1.8 10 ⁻²	8.0 10 ⁻³	2.2 10 ⁻²
Coefficient d'emmagasinement [-]	2.2 10 ⁻⁵ – 1.0 10 ⁻²	1.4 10 ⁻³	1. 10 ⁻³
Diffusivité [m ² /s]	19 – 896	200	60
Gradient hydraulique côtier [‰]	-	1	1

Table 1 : Propriétés hydrodynamiques de puits et aquifères de la nappe de base dans la zone côtière de Grande Comore (d'après (Marini 1990) et (Ibrahim 2009) en comparaison avec les propriétés typiques rencontrées dans les aquifères volcaniques de La Réunion (d'après Join et al. 1988, (Massari 1990), Join, 1991 et (Folio 2001). * En Grande Comore, le débit de pompage moyen est limité par le risque intrusion marine.

L'accès aux ressources en eau dans ces îles volcaniques récentes reste encore un véritable défi technique et ceci pour plusieurs raisons :

- i) l'absence relative de ressources en eau superficielles pérennes
- ii) l'étendue importante de la contamination marine dans les zones littorales
- iii) la profondeur excessive de la surface piézométrique due à l'altitude élevée de ces îles

Nous synthétisons ici les principaux résultats issus de vingt années de programmes de recherche multidisciplinaires dédiés au développement de l'accès aux ressources en eau souterraine sur l'île de La Réunion. Ces résultats ont mené à proposer un modèle conceptuel hydrogéologique amélioré décrivant les conditions de gisement des ressources en eau souterraine à l'intérieur des îles volcaniques récentes.

Le contexte hydrogéologique général de ces deux systèmes volcaniques récents peut être décomposé en deux ensembles hydrogéologiques : le domaine littoral et le domaine d'altitude.

a- Le domaine littoral

La zone géographique correspondant au domaine côtier peut être défini de façon arbitraire comme la zone de prospection de la nappe de base par forage (Join 1991). Cette zone est limitée à un secteur dont l'altitude n'excède pas 300 m. Vers les altitudes plus élevées, les sondages de reconnaissance deviennent rares, ce qui rend l'accès à l'information hydrogéologique plus difficile. Dans le domaine littoral, les outils d'analyse se résument aux données géologiques et hydrodynamiques mesurées, de l'interpolation de différents sondages de reconnaissance et des résultats d'essais hydrauliques in situ.

Depuis les années 80, une centaine de forages profonds a été réalisé sur la côte ouest de l'île de La Réunion dans le cadre d'un programme départemental de recherche d'eau (PDRE). Parallèlement, un programme de prospection des ressources en eau souterraine est mené en Grande Comore, soutenu par l'Organisation des Nations Unies (ONU). Il a permis la réalisation de 40 puits traditionnels en zone côtière à travers toute l'île. Grâce à ces deux campagnes effectuées sur les deux îles, les conditions hydrogéologiques des zones côtières sont mieux connues, par rapport à l'intérieur des terres.

Dans la plupart des cas, le niveau piézométrique mesuré dans les puits est proche du niveau moyen de la mer. En raison de très faibles gradients hydrauliques rencontrés en zone côtière (environ 1‰), la charge hydraulique moyenne reste inférieure à 1 m à moins de 1 km des côtes. Ce constat confirme les très fortes perméabilités des aquifères basaltiques interceptés par ces forages.

De plus, le niveau d'eau dans les forages et la salinité des nappes souterraines sont très largement influencés par les fluctuations marégraphiques à toutes les échelles de temps. L'impact du milieu marin sur les nappes côtières est cependant exacerbé en Grande Comore, en raison d'un marnage moyen très important, avoisinant les 3 m (contrairement à 0,6 m à La Réunion).

Dans les deux cas, la détermination des conditions hydrauliques en amont comme en aval s'avère très délicate. En amont, l'estimation des flux est souvent compliquée à cause de la non-concordance entre les limites des bassins versant superficiels et souterrains. En limite aval, l'interface avec la mer correspond à une condition de charge. Cependant, le contrôle des débits sortant au niveau de la côte demeurent complètement incertain.

Les études réalisées au niveau de la côte ouest de La Réunion ont permis la définition d'un schéma de fonctionnement de l'aquifère côtier de Saint-Gilles/La Saline. Cette zone côtière se caractérise par la présence d'une nappe souterraine captive sur près d'un kilomètre circulant dans les basaltes, surmontée d'une nappe libre superficielle mise en place dans les sables coralliens de l'Ermitage. En l'absence de recouvrement sédimentaire, ce schéma se simplifie dans les secteurs de côtes rocheuses constitués de l'aquifère volcanique à nappe libre. En raison du gradient altitudinal de pluviométrie, la recharge des nappes littorales de la côte ouest est supposée se faire dans les zones les plus élevées des massifs, sur les flancs ouest du Piton des Neiges, au niveau des planèzes du Maito et du Grand Bénard.

A l'image du contexte réunionnais, les zones littorales de la Grande Comore correspondent aux secteurs les moins arrosés de l'île. La recharge des nappes littorales est donc localisée pour l'essentiel en amont, sur les pentes des massifs volcaniques. Les perméabilités importantes de ces aquifères induisent de faibles gradients hydrauliques. L'interface entre eau douce et eau de mer est donc très peu profonde, conformément au principe de Ghyben-Herzberg. Cette situation explique les fortes valeurs de salinités observées au niveau des puits côtiers.

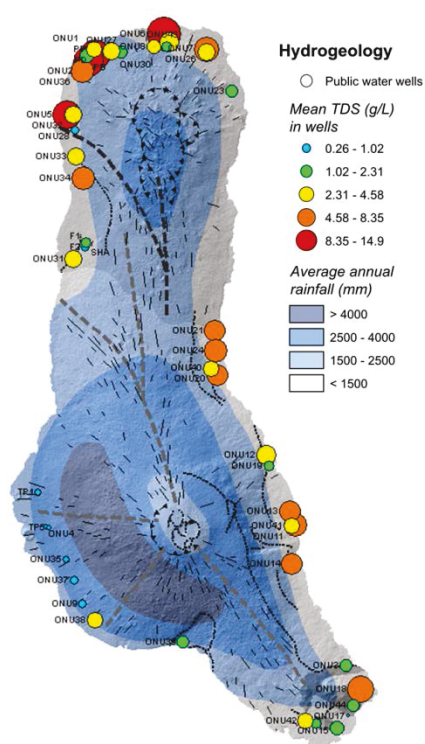


Illustration 12: Localisation des puits ONU en zones littorales de la Grande Comore. La taille des symboles est proportionnelle aux salinités mesurées dans ces ouvrages.

Toutefois, à l'échelle régionale, une relation entre la salinité des nappes côtières et l'importance de la recharge en amont a été mise en évidence. Il apparaît que les nappes situées sur le flanc ouest très humide du Karthala sont très peu minéralisées. A l'inverse, les plus fortes valeurs de salinité sont observées dans les secteurs les moins arrosés de l'île.

b- Le domaine d'altitude

A l'intérieur de ces îles volcaniques hautes, la présence d'un dôme piézométrique a été mise en évidence par les campagnes d'investigations géophysiques profondes (Courteaud et al. 1996), (Descloitres et al. 1997). Cette géométrie de la nappe de base présente un intérêt tout particulier pour de nouvelles perspectives de prospection des ressources en eau.

Le domaine d'altitude en milieu volcanique peut être défini par les moyens classiques d'investigation hydrogéologique par forage, au regard du problème d'accessibilité de la nappe. Sur l'île de La Réunion, les rares forages de reconnaissance effectués au centre de l'île montrent que la profondeur des niveaux piézométriques atteint plusieurs centaines de mètres. La surface de la nappe de base s'approfondit au fur et à mesure que l'altitude des terrains augmente. Aussi, au-delà de l'altitude 300 m, la prospection par forages devient techniquement très difficile et aléatoire. La reconnaissance de ces aquifères nécessite alors des méthodes d'investigation alternatives (Join et al. 1996, Bret et al. 2000). En ce sens, la distinction entre le domaine d'altitude et littoral représente deux types d'approche méthodologique des systèmes aquifères.

Dans les zones d'altitude des deux massifs volcaniques de La Réunion, les indices hydrogéologiques du système aquifère sont matérialisés par plus de 400 sources qui apparaissent préférentiellement dans les secteurs les plus entaillés du relief. Cette quantité de sources bien supérieure à celle reconnue sur la Grande Comore peut être expliquée d'une part au regard du contexte climatique plus humide de la Réunion et d'autre part au fait d'un relief réunionnais beaucoup plus entaillé par l'érosion. Ces sources matérialisent les points d'émergences de nappes d'eau souterraine dont le contexte peut être défini par une analyse de terrain. Dans ce cadre, des travaux menés pour l'essentiel sur le massif du Piton des Neiges, ont permis de définir les principales conditions de gisement des aquifères dans les zones de relief (Join and Coudray 1993).

Sur la base de ces différentes observations, un schéma conceptuel des sources et de leurs réservoirs a été proposé pour décrire les systèmes aquifères des zones d'altitude. Ce schéma distingue les réservoirs volcaniques en trois contextes hydrogéologiques principaux:

1. Des nappes superficielles développées dans les niveaux d'altération pédologique. La formation de ces nappes est favorisée par l'accumulation en surface de dépôts pyroclastiques et cônes adventifs associés. Dans les zones les plus humides, certaines ravines peu encaissées participent au drainage de ces nappes superficielles. La variabilité des débits instantanés confirme l'absence de réserve.
2. De rares nappes perchées observées dans les remparts d'érosion, et qui correspondent à des conditions structurales très spécifiques associées à un mur imperméable peu épais, tel que des paléo-vallées ou des couches de cendres rubéfiées.
3. Un niveau de saturation profond (nappe de base) porté par les formations les plus anciennes du massif, de moindre perméabilité. Ce niveau correspond à la plupart des émergences observées dans les grandes ravines des deux massifs.

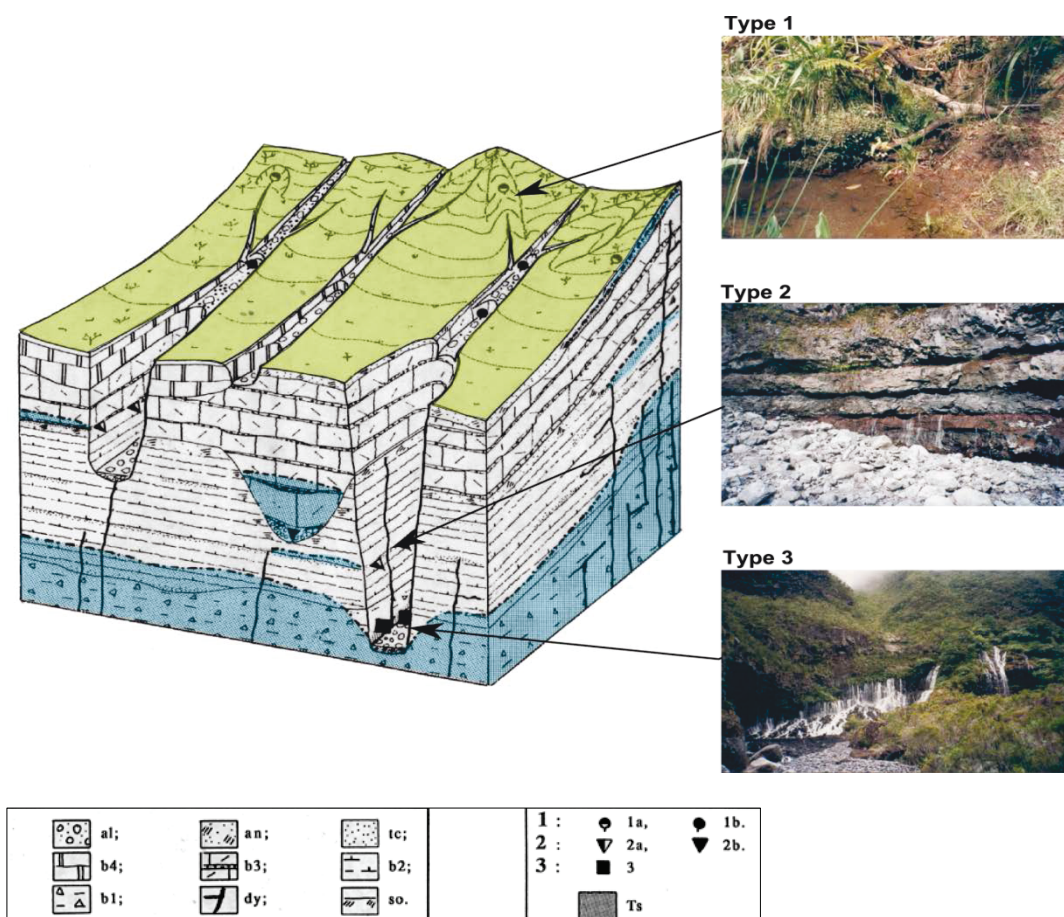


Illustration 13 : Typologie des nappes d'altitude en milieu volcanique, d'après Join et Coudray (1993)

Hydrogéologie

1: zone superficielle (nappes dans les altérites, écoulements d'infero-flux), 1a: sources de ressuyage de sols, 1b: sources de sous-écoulement. 2: zone intermédiaire (nappes perchées sur des niveaux volcano-sédimentaires), 2a: sources des nappes perchées étendues, 2b: sources de nappes perchées chenalisées, 3: zone profonde (nappe de base) 3a : sources dans les amphithéâtres d'érosion, TS : zone saturée.

Géologie

al: alluvions, an: andosols et sols ferralitiques sur cendres et basaltes, tc: tufs cendreux, b4: série différenciée (phase IV), b3: série différenciée (phase 3), b2: série océanique (phase II), b1: substratum ancien (océanites et brèches), dy: dykes.

Les sources apparaissent préférentiellement à la base des amphithéâtres d'érosion des plus grandes rivières, notamment la Rivière des Remparts, la Rivière de l'Est et La Rivière Langevin dans le massif du Piton de La Fournaise (Coudray et al. 1990). Ces types de sources sont aussi observés au sein du massif du Piton des Neiges et leurs débits restent remarquablement soutenus durant les périodes les plus sèches.

La continuité hydraulique entre l'aquifère côtier et les aquifères profonds du centre de l'île reste encore une question très débattue. Afin de mieux appréhender cette problématique, un nouveau modèle hydrogéologique a été proposé à l'aide du code de calcul 3D FEM Water (Folio et al. 2000, Join et al. 2005). Les hypothèses sur la géométrie de l'aquifère sont établies à partir des investigations géologiques et des résultats des campagnes géophysiques antérieures menées sur le Piton de La Fournaise (Courteaud et al. 1997; Descloîtres et al. 1997).

Les résultats des simulations numériques des écoulements souterrains fournissent des charges hydrauliques atteignant 1800 m au-dessus du niveau de la mer au sein du massif volcanique. Les débits d'eau souterraine simulés sont en cohérence avec les débits des sources et émergences observés dans les vallées les plus profondes ou le long de la côte. Ces simulations fournissent des évidences hydrodynamiques qui supportent l'hypothèse d'une continuité hydraulique de la côte vers l'intérieur de l'île. Les charges hydrauliques très élevées à l'intérieur du massif volcanique sont expliquées par la présence d'un dôme piézométrique, similaire à celui observé aux îles Canaries et aux Açores, où les terrains volcaniques sont plus vieux. A partir de ce modèle, il apparaît que la réalisation de galeries horizontales d'infiltration (entre 600 et 900 m d'altitude) peut s'avérer une technique de prospection plus pertinente pour atteindre les ressources en eau souterraine à l'intérieur des îles volcaniques (Pennober et al. 2004).

Comme pour l'île de La Réunion, la nappe de base de la Grande Comore présente ce dôme piézométrique en forme de cloche au sein du massif volcanique du Karthala (Savin et al. 2001). Cette situation est expliquée par l'augmentation du gradient hydraulique due à la combinaison de deux facteurs prépondérants ;

- i) une meilleure recharge des nappes en altitude
- ii) une section d'écoulement plus faible en zone sommitale du massif

Sur les zones d'altitude de la Grande Comore, seuls les aquifères associés aux niveaux superficiels ont pu être identifiés en raison d'une absence totale de cirques et remparts d'érosion pouvant autoriser l'émergence de niveaux plus profonds. La présence de systèmes de nappes perchées ne peut être exclue, surtout au sein des massifs les plus anciens de M'Badjini et de La Grille. Dans ces massifs, les réseaux de dykes peuvent former des barrières hydrauliques verticales suffisamment imperméables pour arrêter l'écoulement subhorizontal des eaux souterraines. Les coulées altérées peuvent former des niveaux suffisamment imperméables pour supporter petits systèmes de nappes perchées temporaires ou permanents. Ainsi, six petites sources ont été identifiées dans les zones d'altitude de l'île ; deux dans le massif altéré de M'Badjini et quatre dans le massif de La Grille. Malgré leurs débits très faibles (de 0,5 à 2,5 m³ par jour, en saison sèche, et de 2,5 à 6 m³ par jour en saison humide), ces sources d'altitude représentent un approvisionnement en eau relativement important pour les villages des zones montagneuses (UNDP 1987).

1.2.4. Limites de la gestion des ressources en eau

La salinisation des nappes côtière par intrusion marine est l'une des principales causes de dégradation de la qualité de l'eau dans le monde (Vengosh 2003).

Ce constat est d'autant plus alarmant que les estimations des Nations Unies prévoient qu'à l'horizon 2020, 75 % de la population mondiale vivra en zone côtière (UNESCO 1998). Les pays insulaires en voie de développement sont particulièrement concernés par cette problématique (Holding and Allen 2014). Aussi, le phénomène d'intrusion marine reste une problématique de gestion des ressources en eau encore très préoccupante dans le contexte politique et sociétal actuel. Les objectifs de la Directive Cadre Européenne sur l'eau (DCE) demandent une estimation de l'évolution de l'intrusion saline et les tendances pour certains éléments clés comme les sulfates ou les chlorures. D'autre part, la protection de l'eau reste l'un des principaux axes d'action prévus par le Grenelle de l'environnement¹ (2009). La France s'est fixée pour objectif d'atteindre ou de conserver d'ici 2015 le bon état écologique de l'eau de surface, conformément aux exigences de la directive cadre européenne sur l'eau.

¹ <http://www.legrenelle-environnement.fr/-Qu-est-ce-que-le-Grenelle-.html>

En France, certaines masses d'eau souterraine, notamment côtières présentent un état chimique et quantitatif à risque de non atteinte du bon état en 2015 du fait de la forte concentration en sels des eaux. A l'occasion de la journée mondiale de l'eau de 2010, Jean-Louis Borloo, Ministre de l'Ecologie à l'époque, avait déclaré : « A travers l'ensemble de ces mesures, la France prouve qu'elle s'est dotée d'une véritable feuille de route avec des actions et des financements qui vont permettre d'atteindre le bon état de l'eau en 2015. C'est un chantier fondamental et en cette journée mondiale de l'eau, il est important de rappeler que l'eau est un bien essentiel à la vie et que son accès doit être au cœur des priorités des politiques publiques françaises et des échanges internationaux » (Borloo 2010).

Surveiller de façon optimale l'évolution du biseau salé dans les milieux côtiers reste donc une condition indispensable pour gérer de façon efficace cette problématique et atteindre les objectifs fixés par la Directive Cadre sur l'Eau (2000)² ainsi que la Directive en date du 12 décembre 2006 sur les eaux souterraines³.

Sur l'île de La Réunion, les processus de salinisation concernent essentiellement les systèmes aquifères situés sur les côtes ouest et sud (Bonnier et Bourhane 2012).

En effet, la surexploitation croissante de cette ressource liée à une démographie galopante ou à une fréquentation touristique saisonnière augmente la vulnérabilité des aquifères côtiers. Dans les communes de Saint-Paul et de Saint-Leu, plusieurs forages exploités dépassent des teneurs de 150 mg/L de chlorures (limite de potabilité fixée à 250 mg/L, selon la réglementation européenne (Directive 98/83/CE) et 200 mg/L selon les normes françaises⁴).

La situation des nappes basaltiques du secteur Ermitage – Saint-Leu illustre parfaitement la complexité de la problématique étudiée. Sur la côte ouest, la zone investiguée s'étend sur une ligne côtière d'environ 20 km, sur les communes de Saint-Paul, Trois-Bassins et Saint-Leu et sur les masses d'eau souterraines des Trois-Bassins (LO-013, 116 km²) et de Saint-Leu – Les Avirons (LO-012, 99 km²). Cette zone se caractérise par une très faible pluviométrie annuelle (moins de 1000 mm/an), une urbanisation croissante et une forte fréquentation touristique.

Dans la plaine du Gol, il est observé une augmentation généralisée de la salinité. L'Office de l'Eau note en 2010 que la prise en compte de cette salinisation dans la définition et la mise en place de bonnes pratiques de gestion de ces champs captant s'avère nécessaire pour pérenniser la qualité des nappes sur le long terme et ce avec d'autant plus d'urgence que l'exploitation de cette ressource souterraine a tendance à s'accroître⁵.

² DIRECTIVE 2000/60/CE DU PARLEMENT EUROPÉEN ET DU CONSEIL du 23 octobre 2000 établissant un cadre pour une politique communautaire dans le domaine de l'eau.

³ DIRECTIVE 2006/118/CE DU PARLEMENT EUROPÉEN ET DU CONSEIL du 12 décembre 2006 sur la protection des eaux souterraines contre la pollution et la détérioration.

⁴ Arrêté ministériel du 11 janvier 2007 relatif aux limites et références de qualité des eaux brutes et des eaux destinées à la consommation humaine mentionnées aux articles R. 1321-2, R. 1321-3, R. 1321-7 et R. 1321-38 du code de la santé publique.

<http://www.car-analyse.com/hydro/a060207.pdf>

⁵ Office de l'Eau, 2010, Bulletin de situation hydrologique - décembre 2009 • janvier et février 2010

Dans ces contextes insulaires, l'évolution de l'intrusion saline peut résulter simultanément d'une surexploitation des aquifères, mais aussi d'une modification progressive des conditions climatiques. Par ailleurs, l'hétérogénéité spatiale du milieu souterrain peut jouer également un rôle prépondérant sur la dynamique de l'intrusion marine dans les aquifères côtiers. L'objectif de cette recherche vise ainsi à caractériser les hétérogénéités spatiales de l'aquifère volcanique et ensuite à comprendre les hétérogénéités temporelles des paramètres physico-chimiques des nappes côtières.

La méthodologie adoptée ici consiste donc à :

- i) imager la structure interne du milieu souterrain notamment par le biais de méthodes géophysiques indirectes, afin de caractériser le rôle des hétérogénéités spatiales sur la géométrie du biseau salé, et ensuite,
- ii) suivre en continu l'évolution temporelle des paramètres hydrogéologiques (charge hydraulique, salinité et température) afin de caractériser l'influence des forçages externes hydro-climatiques (pluviométrie, marée...) sur l'évolution quantitative et qualitative des hydro-systèmes côtiers.

2. Matériels et méthodes

Afin d'imager la structure générale des aquifères volcaniques, des mesures géophysiques électriques (ERT) et électromagnétiques (TDEM⁶) ont été réalisées. Il s'agit de suivre l'évolution spatiale de la contamination marine sur les zones étudiées. Les méthodes électriques et électromagnétiques envisagées ici permettent de mesurer les propriétés électriques du sous-sol et donc de l'aquifère (Albouy et al. 2001), (Boubekraoui et al. 1998). Elles renseignent sur l'aspect qualitatif de l'eau souterraine (contamination marine par exemple...).



Illustration 14 : Équipements ERT (a) et TDEM (b).

Au niveau de des sites d'étude, notre travail s'appuie également sur l'analyse spatio-temporelle des données de surveillance (charge piézométrique, conductivité électrique et température des eaux souterraines) sur toute la période des travaux (2 ans). L'analyse spatiale se base sur deux types d'échelles d'observation; un réseau de piézomètres relativement dense fournissant une information locale, plus détaillée (L'Ermitage) et un réseau plus lâche apportant une information d'ordre régional. Sur le plan temporel, un suivi à différentes fréquences est également mis en place. Cette démarche s'attache spécifiquement à caractériser l'effet d'échelle sur l'interprétation des informations existantes. Les données recueillies dans le système hydrogéologique sont confrontées aux paramètres externes (prélèvements, pluviométrie, marée, houle...) afin d'évaluer l'influence des forçages extérieurs naturels ou anthropiques sur l'évolution quantitative et qualitative de la ressource en eau souterraine.

L'acquisition des données est assurée à partir de l'équipement suivant ;

- Une sonde piézométrique autonome à signal sonore. Son ruban gradué atteint une longueur de 100 m (avec une précision de l'ordre du millimètre). Elle est utilisée pour mesurer le niveau d'eau. Cette sonde émet un signal sonore dès que le capteur est en contact avec l'eau de la nappe.
- 5 sondes barométriques à enregistrement automatique (BARO DIVER®). Ces sondes servent à mesurer la pression atmosphérique au droit des sites instrumentés.
- 10 sondes autonomes à enregistrement automatique (CTD DIVER®) placées sur 10 forages côtiers. Il s'agit d'un modèle de sondes immersibles produites par la société Schlumberger Water Services. Ces sondes programmables sont pourvues de capteurs qui mesurent la pression (charge hydraulique) et la température.

⁶ Time Domain Electromagnetics

- Les sondes possèdent un troisième capteur à électrodes servant à déterminer la conductivité électrique des eaux souterraines. La date, l'heure, la pression d'eau (charge hydraulique), la température et la conductivité électrique sont déterminées à chaque mesure suivant un pas de temps prédéterminé de 30 minutes.
- Un ordinateur portable pour la programmation et la lecture des sondes. La programmation et la lecture d'une sonde Diver® se font simplement à l'aide d'une interface optique ou lecteur de sonde et d'un portable ou un ordinateur de terrain muni d'un port USB. La mémoire du CTD-Diver® présente une capacité maximale de 48 000 données de mesure par paramètre.



Illustration 15 : sonde piézométrique manuelle (a) et sondes automatiques Diver (b)

2.1. Investigations géophysiques

Les méthodes électriques et électromagnétiques sont particulièrement adaptées pour imager et étudier les hétérogénéités structurales et les contrastes de salinité dans les aquifères volcaniques et côtiers. La complexité des sites d'étude peut en effet être étudiée à l'aide de la tomographie de résistivité électrique pour définir la géométrie de l'aquifère, la structure géologique et les séquences hydro-stratigraphiques. Les mesures de résistivité électrique, ou toutes autres mesures géophysiques sensibles aux variables hydrogéologiques, ont la capacité de fournir une information fiable, avec une bonne résolution spatiale (Huisman et al. 2004). Deuxièmement, le modèle de tomographie obtenu avec la mesure de la résistivité électrique peut être contraint pour reproduire des caractéristiques spatiales qui sont en cohérence avec les analyses hydrogéologiques (Loke et al. 2013). La mesure électromagnétique quant à elle permet d'obtenir une image de la variation verticale des résistivités sur un point de mesure. La mise en place de ces deux outils d'investigation permet une validation croisée de ces méthodes.

2.1.1. Tomographie de résistivité électrique [ERT]

La mesure de la résistivité électrique du sous-sol est une méthode classique d'exploration géophysique encore très communément utilisée (Reynolds 2011). La distribution dans le sol d'un potentiel électrique V [$L^2MT^{-3}I^{-2}$] induit par la présence d'une source de courant I [I] est une fonction du tenseur tridimensionnel de résistivité électrique ρ [$L^3M^1T^{-3}I^{-3}$]. Dans les conditions d'un état permanent, cette distribution est gouvernée par une loi de Poisson, combinée à la Loi d'Ohm et à l'équation de conservation du courant électrique (Telford et al. 1990). La relation entre la résistivité électrique apparente mesurée (ρ_a), le courant électrique injecté dans le sous-sol (I) et la différence de potentiel résultante (ΔV) est exprimée ainsi ;

$$\rho_a = \frac{1}{\sigma_a} = K * \frac{\Delta V}{I} \quad (2.1)$$

où K est un facteur géométrique lié au type de dispositif d'acquisition utilisé (Koefoed 1979).

Le premier usage à but commercial de la méthode de résistivité électrique date du début des années 1920 (Burger et al. 2006). Jusqu'aux années 1980, cette méthode est essentiellement utilisée comme un outil d'imagerie unidimensionnel (Loke et al. 2013). Cependant, dans les environnements plus complexes, une approche unidimensionnelle (1D) n'est pas suffisamment précise pour imager les objets géologiques. Les systèmes multi-électrodes commerciaux apparaissent ainsi à la fin des années 1980 (Griffiths et al. 1990). Durant les vingt dernières années, il y a eu de nombreuses améliorations de cette méthode de résistivité électrique. Les investigations bidimensionnelles de résistivité électrique se sont généralisées (Dahlin 1993). Leurs applications dans l'ingénierie et les sciences de l'environnement sont très courantes.

La tomographie de résistivité électrique [ERT] une technique récente de prospection géo-électrique en courant continu qui fournit une imagerie continue et interpolée des résistivités électriques du sous-sol. Ce type d'investigation est mis en place à l'aide d'un dispositif à plusieurs électrodes plantées au sol et un système automatique d'acquisition de données (Dahlin 2001). Un système de circuits internes en commutation contrôlé par un micro-ordinateur programmable ou un microprocesseur placé directement dans le résistivimètre sélectionne automatiquement les quatre électrodes appropriées pour chaque mesure. Ainsi, ce système permet l'utilisation de n'importe quel dispositif de mesure pendant l'acquisition.


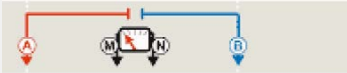

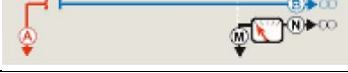
Dispositif	$\leftarrow L \rightarrow$ L = espacement entre les électrodes d'injection	Profondeur d'investigation	
		(Roy and Apparao 1971) (Roy 1972)	(Barker 1989)
Wenner		0,11 L	0,17 L
Schlumberger		0,12 L	0,19 L
Dipôle-Dipôle		0,19 L	0,25 L
Pôle-Pôle		0,35 L	

Table 2 : Dispositifs de mesure les plus courants et profondeurs d'investigation attendues.
Le dispositif utilisé ici est une combinaison de Wenner et de Schlumberger ; le Wenner-Schlumberger.

En réalisant les mesures suivant différents espacements sur différentes électrodes le long du câble, un profil 2D du sous-sol peut être obtenu. Ensuite, les résistivités apparentes mesurées doivent être déconvoluées par modélisation géo-électrique, dans l'optique de représenter la distribution des résistivités vraies dans le sous-sol.

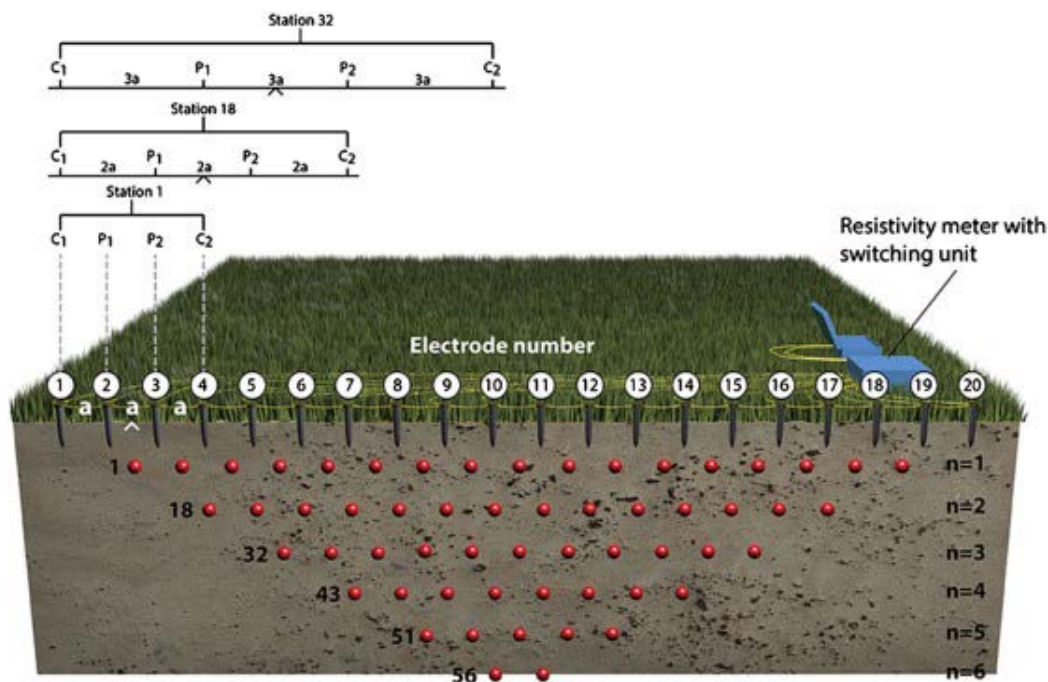


Illustration 16 : Schéma d'un système d'acquisition à plusieurs électrodes, et une séquence possible de mesures pour créer une pseudo-section 2D (©British Geological Survey - NERC 2013)

Sur l'ensemble des sites d'étude, un total de 12 profils de résistivité électrique est réalisé (dont 2 à La Réunion et 10 à la Grande Comore). Ces mesures sont mises en place à l'aide d'un système ABEM Lund System composé de 64 électrodes distribuées dans 8 câbles, avec un espacement inter-électrode constant de 20 m et un espacement AB maximum de 1260 m.

Les acquisitions sont réalisées à l'aide du dispositif de mesure Wenner-Schlumberger, qui présente un rapport signal sur bruit relativement bon (Dahlin and Zhou 2004) et qui est suffisamment sensible aux caractéristiques géométriques de l'interface saline dans les nappes côtières (Comte 2008).

Les mesures de résistivité électrique obtenues sont interprétées à l'aide du logiciel de modélisation inverse bidimensionnelle RES2DINV - version 3.55 (Loke 2006) en incorporant les données topographiques. La méthode d'inversion utilisée est par défaut celle des moindres carrés, avec la transformation inverse de Schwartz-Christoffel pour la distorsion topographique du domaine bidimensionnel modélisé.

2.1.2. Sondages électromagnétiques [TDEM]

Des mesures complémentaires de sondages électromagnétiques en domaine temporel sont réalisées sur les différents sites d'étude. La méthode électromagnétique est communément utilisée dans les investigations hydrogéologiques et environnementales (Danielsen et al. 2003) et ceci dans différents contextes géologiques. Ces applications concernent aussi bien les milieux insulaires volcaniques (Descloitres, 1998, Boubekraoui et al., 1998, Albouy et al., 2001), que les domaines du socle fracturé ou des environnements sédimentaires granulaires (Hoareau 2009).

Cette méthode est efficace pour détecter des anomalies conductrices, plus spécialement en zones côtières où de forts contrastes de propriétés électriques sont observés. En pratique, la méthode permet de réaliser un sondage électromagnétique vertical (1D) à l'aide d'un équipement très léger composé d'un boîtier d'acquisition et de rouleaux de câbles électriques disposés au sol.

Dans l'optique de générer une impulsion électromagnétique dans le sous-sol, un courant continu (plusieurs ampères) est injecté dans une boucle de transmission. La réponse électromagnétique du sous-sol est mesurée dans une boucle de réception. Cette réponse dépend de la conductivité électrique des formations géologiques sous-jacentes.

En fait, la circulation de ce courant électrique dans la boucle de transmission provoque l'apparition d'un champ magnétique statique : le champ magnétique primaire. Après un laps de temps défini, l'injection du courant est brusquement interrompue. Dans la boucle de transmission, l'interruption du courant électrique n'est pas instantanée : l'intensité du courant diminue durant quelques millisecondes. Cette diminution de l'intensité du courant électrique induit une diminution de l'intensité du champ magnétique primaire.

Selon la loi de Faraday, la variation transitoire de l'intensité d'un champ magnétique entraîne l'apparition d'une force électromotrice (FEM) dans le voisinage du milieu conducteur. D'après la loi de Faraday, cette force électromotrice induite ε est directement proportionnelle à la vitesse de variation du flux magnétique. Mathématiquement, cette loi peut s'écrire ainsi;

$$\varepsilon = - \frac{\Delta \phi_B}{\Delta t} \quad (2.2)$$

où ε est la force électromotrice induite dans une boucle fermée (en volts)
et $\frac{\Delta \phi_B}{\Delta t}$ est le taux de variation du flux magnétique à travers une surface $[A]$ délimitée par la boucle (en webers). Pour les champs magnétiques uniformes, le flux magnétique ϕ_B s'écrit ;

$$\phi_B = \vec{B} * \vec{A} = B * A * \cos \theta \quad (2.3)$$

où θ est l'angle entre le champ magnétique \vec{B} et la normale à la surface A .

L'air étant supposé infiniment résistant, cette force électromotrice va apparaître plutôt dans le sous-sol étudié durant un sondage électromagnétique. Cette force va induire une circulation de courants électriques appelés « courants de Foucault » ou « courants d'Eddy » dans le sous-sol. Ces courants peuvent être considérés comme des répliques de la boucle de transmission dans le sous-sol (McNeill 1994).

Ce courant électrique induit va rapidement diminuer en intensité à cause de la résistivité électrique des formations géologiques dans lesquelles il se propage. Cette nouvelle décroissance

de l'intensité du courant électrique va provoquer à son tour l'apparition d'une nouvelle force électromotrice localisée à une profondeur plus importante.

De la même façon, cette nouvelle force électromotrice va induire un nouveau courant électrique à une profondeur plus importante. Ce nouveau courant va également baisser en intensité et va générer une nouvelle force électromotrice, et ainsi de suite.

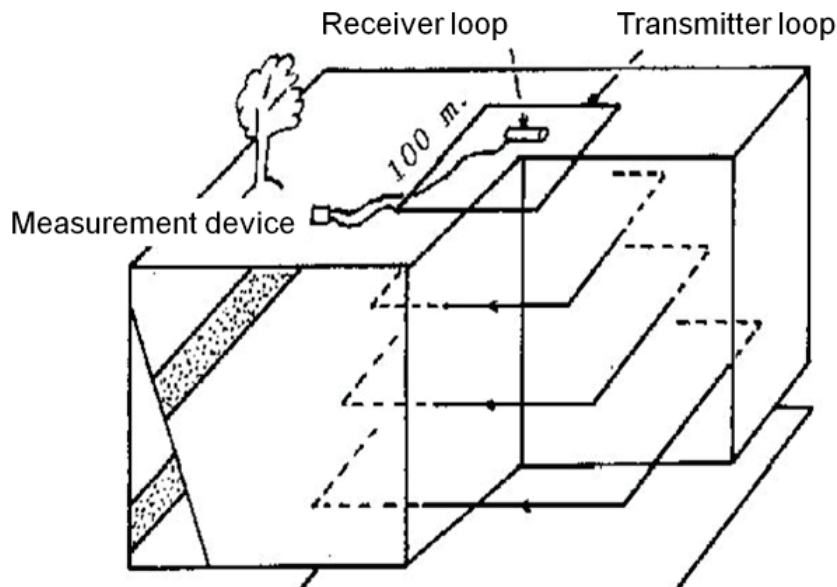


Illustration 17 : Principe du sondage électromagnétique (©Université Pierre et Marie Curie)

L'intensité de ces courants de Foucault (ou d'Eddy) dépend essentiellement de la résistivité électrique des formations géologiques. Ces courants électriques génèrent à leur tour un champ magnétique secondaire. L'intensité de ce champ magnétique secondaire est une fonction de la résistivité électrique des couches géologiques traversées. Le champ magnétique secondaire induit alors un courant électrique de faible intensité dans la boucle de réception placée en surface. Ce dernier courant électrique s'exprime par un voltage mesurable dans les bornes de cette boucle. La valeur de cette tension est directement liée à l'intensité du champ magnétique secondaire, et donc à la résistivité électrique des couches ou niveaux géologiques. Cette tension est mesurée à différents instants graduellement durant le sondage. Aussi, toutes les mesures successives correspondent à des boucles de courant de plus en plus profondes. D'où le principe "transitoire" de la méthode électromagnétique en domaine temporel.

Placées à la surface du sol, les boucles de transmission et de réception sont constituées par un ou plusieurs câbles électriques gainés. Chacune est connectée à l'unité de mesure TDEM qui contrôle tout le processus d'acquisition des données. L'interprétation du signal TDEM ou du signal de la résistivité apparente permet d'obtenir une distribution verticale de la résistivité électrique en fonction de la profondeur.

L'épaisseur du volume de terrain investigué est limitée par deux valeurs de profondeurs ; la profondeur minimale à partir de laquelle il est possible de mesurer une réponse du signal transmis et la profondeur maximale à partir de laquelle cette réponse devient trop faible pour être mesurée. La profondeur d'investigation peut être calculée avec précision en prenant en compte tous les paramètres de chaque sondage électromagnétique (Spies 1989). Cependant, il est admis de façon empirique que la profondeur d'investigation varie entre 0,5 à 1,5 fois la taille d'un côté de la boucle de transmission. Dans le cadre de cette étude, des boucles carrées de 50 m de côté sont utilisées pour les sondages, selon un dispositif coïncident (c'est-à-dire que la

même boucle transmet et reçoit le signal). La profondeur d'investigation varie donc entre 25 et 75 m, suivant les caractéristiques géologiques de chaque site d'étude.

Les boucles de transmission et de réception peuvent aussi être aéroportées ou héliportées dans le cadre d'investigations hydrogéologiques à une échelle plus régionale (Kirkegaard et al. 2012), (Viezzoli et al. 2010), (Auken et al. 2009).

2.1.3. Polarisation spontanée [PS]

La méthode de mesure de la polarisation spontanée du sous-sol a été anciennement utilisée dans l'exploration minière depuis le 19^{ème} siècle (Fox, 1830). Cette méthode a été récemment appliquée à la prospection hydrogéologique (Fournier, 1989, Birch, 1993), notamment pour étudier les circulations d'eau souterraine en contexte volcanique (Aubert and Atangana, 1996, Aubert, 2003) ou alluvial (Revil et al. 2005).

A l'exception des zones minéralisées ou d'importants phénomènes électrochimiques peuvent être observés, les polarisations spontanées sont essentiellement contrôlées par les transferts d'eau souterraine dans les milieux poreux ou fissurés (phénomènes d'électro-filtration). Les polarisations spontanées peuvent aussi être influencées par la variation des concentrations en solutés dans le sous-sol (phénomène de diffusion). En théorie, lorsqu'un fluide percole à travers un milieu granulaire (saturé ou non), une différence de potentiel électrique apparaît entre l'amont et l'aval de cette circulation (Aubert 2003). Une zone drainante et caractérisée par une anomalie négative, tandis qu'une anomalie positive indique une zone moins perméable ou bien un contexte de remontées hydrothermales.

Dans la pratique, la méthode de polarisation spontanée (PS) reste une technique plutôt simple basée sur la mesure de différences de potentiel électrique naturelles (en mV) dans le sous-sol. Pour réaliser les mesures PS, une paire d'électrodes non polarisables peut être utilisée. Dans le cadre de cette étude, des électrodes de type Cu/CuSO₄ sont utilisées.

A chaque station, un petit trou (~10 cm de profondeur) est creusé pour améliorer le contact entre l'électrode et le sol. Les coordonnées de chaque mesure sont notées à l'aide d'un GPS⁷. Pendant la mesure, les extrémités microporeuses de ces électrodes (peu perméable) sont placées en contact avec le sol. L'électrode de référence est arbitrairement placée en début de profil. La différence de potentiel électrique entre l'électrode de référence et l'électrode mobile est mesurée avec un voltmètre de haute impédance calibrée. Un long câble électrique (plusieurs centaines de mètres) est utilisé pour connecter les deux électrodes au voltmètre. La valeur de la résistance électrique est aussi mesurée avant chaque mesure de polarisation afin de s'assurer d'un contact adéquat entre les électrodes.

⁷ Global Positioning System

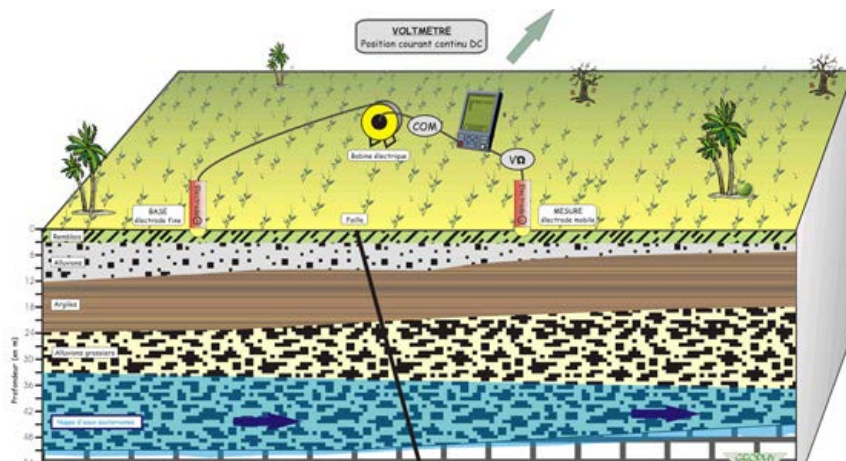


Illustration 18 : Principe d'acquisition des mesures de la polarisation spontanée

L'espacement entre deux stations de mesure successives dépend de la taille des anomalies recherchées. Dans le cadre de cette étude, l'espacement inter-électrode est fixé à 20 m. Cette distance permet d'avoir ;

- i) une résolution spatiale adaptée aux dimensions des principales limites structurales,
- ii) un temps de mesure raisonnable pour réaliser tout le profil.

Une nouvelle station de référence est établie à chaque fois que le bout du câble est atteint. Cette opération peut se faire en plein milieu du rouleau, si les conditions du terrain l'exigent.

2.1.4. Les principales limites des méthodes géophysiques

Les méthodes géophysiques utilisées se distinguent par leur profondeur d'investigation et leur sensibilité aux différentes cibles.

a) La tomographie de résistivité électrique

La méthode de tomographie de résistivité électrique (ERT) permet d'imager la distribution spatiale (2D verticale ou 3D) des résistivités électriques du sous-sol. La profondeur maximale investiguée par la tomographie de résistivité électrique augmente avec l'espacement entre les électrodes d'injection du courant. Plus le dispositif déployé en instantané est long, plus les lignes de courant se propageront en profondeur. Dans le cas théorique d'un sous-sol isotrope et homogène, la profondeur d'investigation varie également en fonction des dispositifs de mesure utilisés.

La tomographie de résistivité électrique peut faire intervenir plusieurs dispositifs de mesures, c'est-à-dire plusieurs configurations géométriques des électrodes d'injection et de mesure. Les dispositifs plus courants sont les dispositifs Wenner, Schlumberger (appelé aussi Wenner-Schlumberger), dipôle-dipôle et pôle-pôle.

Le dispositif Wenner-Schlumberger est préconisé en présence d'un terrain hétérogène, bruité et sans connaissance préalable de la géométrie du corps à étudier. Ce dispositif est fréquemment utilisé en recherche géologique à grande échelle, en hydrogéologie, en génie-civil, en archéologie ou pour des problématiques environnementales.

Dans le cadre de cette étude, un dispositif Wenner-Schlumberger constitué de 64 électrodes avec un espacement inter-électrodes unitaire de 20 m a été employé. Ce dernier est recommandé pour imager à la fois les structures horizontales et verticales. Sa profondeur

d'investigation est d'environ 10% plus importante que celle du Wenner et environ 30% moins importante que celle du Dipôle-Dipôle. Le nombre de points de mesures (résolution) est plus grand que pour le Wenner, mais inférieur à celui du Dipôle-Dipôle. Enfin, son rapport signal/bruit est légèrement plus faible que celui du Wenner mais bien meilleur que celui du Dipôle-Dipôle, particulièrement dans les milieux présentant des conditions de surface très résistantes, comme le milieu volcanique récent.

Dans la pratique, le courant circule préférentiellement dans les terrains les plus conducteurs. Une couche conductrice superficielle absorbera donc l'essentiel du courant et limitera ainsi la profondeur d'investigation de la mesure et la résolution des unités situées en dessous de la couche conductrice. A l'inverse, un horizon superficiel résistant facilitera une propagation profonde du courant, jusqu'à l'interception d'un milieu conducteur.

Dans le cas du milieu volcanique prospecté, les longueurs de dispositifs déployées ont permis d'atteindre des profondeurs d'investigation de plus de 150 m, conformément aux objectifs du projet de prospection, mais toutefois une faible résolution aux plus grandes profondeurs dès lors que l'on a atteint les niveaux aquifères salinisés conducteurs.

b) La méthode électromagnétique

La méthode électromagnétique en domaine temporel (TDEM) permet d'évaluer la distribution verticale (1D) des conductivités électriques du sous-sol. Ces sondages caractérisent en toute rigueur un certain volume de terrain situé sous le dispositif d'émission et de réception. L'épaisseur investiguée de ce volume de terrain est comprise entre deux limites de profondeur : la profondeur minimale à partir de laquelle il est possible de mesurer une réponse au signal émis depuis la surface et la profondeur maximale à partir de laquelle le signal de réponse devient trop faible pour être mesuré.

La profondeur d'investigation peut être calculée de manière rigoureuse en prenant en compte tous les paramètres du sondage (Spies 1989). Cependant, il est admis de façon empirique que la profondeur d'investigation est comprise entre 0.5 et 1.5 fois la taille d'un côté de la boucle de réception.

En termes de sensibilité, la technique TDEM est complémentaire à la technique ERT car elle offre une sensibilité importante dans les milieux conducteurs. Les milieux résistants au contraire ne favorisent pas la propagation du signal électromagnétique, ce qui limite la résolution de la méthode particulièrement lorsque les niveaux superficiels sont très résistants, comme en contexte volcanique récent. Enfin, le caractère 1D des sondages contraint l'interprétation structurale des résultats à un milieu tabulaire (en couches horizontales), à moins de réaliser des interpolations latérales entre plusieurs sondages peu distants.

Dédiée à la recherche minière auparavant, la mesure électromagnétique aéroportée ou héliportée a été adaptée à l'investigation environnementale et à la prospection hydrogéologique (Danielsen et al. 2003). Le dispositif de mesure est souvent embarqué à bord d'un hélicoptère à une hauteur de vol constante d'environ 80 m du sol. Deux types d'appareillages sont utilisés : des magnétomètres et un spectromètre.

Le principal inconvénient de cette méthode réside dans le coût élevé de sa mise en place. Par ailleurs, dans un contexte volcanique récent, le maillage de 200 m souvent utilisé n'est pas suffisamment précis au vu de l'hétérogénéité du milieu volcanique étudié et des objectifs d'un projet de prospection. Enfin, comme pour le TDEM au sol, la présence d'un milieu très résistant dans le proche sous-sol en milieu volcanique récent est un facteur défavorable à l'application de la méthode pour une imagerie fiable des niveaux aquifères profonds.

L'autre limite de l'application des méthodes électromagnétiques à l'étude des terrains volcaniques est liée à l'effet superparamagnétique (SPM). Le superparamagnétisme des matériaux géologiques a été étudié par différents auteurs (Néel 1949) ; Nagata et al. 1965 ; (Buselli et al. 1982) ; Barsukov and Fainberg 2001). Dans la plupart des publications, les auteurs associent effet superparamagnétique et viscosité magnétique. Cet effet fréquemment observé dans certaines roches est lié à des processus d'orientation/désorientation des moments magnétiques de très fines particules (10^{-10} m) de minéraux magnétiques. Le phénomène de viscosité magnétique peut donc être dû à la présence de matériaux magnétiques dans les sols ou dans les environs de la bobine. Il se manifeste principalement par l'apparition d'un terrain profond conducteur fictif sur les courbes de sondage. Non détecté, ce phénomène peut provoquer des erreurs d'interprétation importantes ; un terrain conducteur profond fictif est suggéré. Dans le cas où l'on suspecte un tel effet, le mieux est de renouveler le sondage, et de vérifier si le phénomène se répète.

Depuis 1985, les recherches sur les effets superparamagnétiques réalisés dans différents contextes à l'aide du système TEM-Fast utilisé ici révèlent que ;

- i) les effets SPM les plus importants sont observés dans les zones de roches volcaniques effusives ou volcano-détritiques.
- ii) les formations d'argiles superficielles sont hautement superparamagnétiques.
- iii) les effets SPM sont induits par de très fines particules magnétiques (10^{-9} à 10^{-7} m).

c) La polarisation spontanée

La modélisation des signaux de polarisation spontanée dus à l'électro-filtration est encore un sujet de controverse sur l'origine et l'interprétation des différences de potentiels. Cette origine peut être attribuée soit à la circulation de l'eau dans la zone saturée, soit à la percolation de l'eau qui s'infiltre dans la zone non saturée.

Dans les deux cas, la polarisation du terrain s'explique en admettant que l'eau qui s'infiltre dans un terrain poreux est déjà partiellement ionisée. La circulation de l'eau dans les pores séparant les grains de silicate développe une différenciation ionique. Les ions négatifs sont retenus à la surface des grains alors que les ions positifs sont entraînés vers l'aval de la circulation. La polarisation est ainsi dirigée dans le même sens que la circulation d'eau (Aubert 2003).

La distribution des potentiels PS peut-être affectée par de nombreuses sources d'anomalies d'origine naturelle ou artificielle ; i) la présence d'un piézomètre avec un tubage métallique corrodé, ii) la présence d'une conduite métallique enterrée, ou iii) d'un corps métallique enfoui (Revil et al. 2012). Les autres sources de perturbation du signal peuvent être liées au changement de la végétation, de la composition ou de la porosité du sol, ou bien à la présence de conduites souterraines, de captages ou de câbles enterrés.

Les anomalies PS dues aux canalisations ou autres objets enterrés se reconnaissent par leur extension et leur signe en général négatif. En effet, la tranchée dans laquelle ils sont disposés agit comme une structure drainante.

L'interprétation surtout qualitative se fait traditionnellement par contours (interpolation) ou par profils. L'anomalie est située directement au-dessus du corps la générant, mais peut être déplacée par un effet topographique. La polarisation spontanée peut permettre notamment de cartographier les variations d'épaisseur de la base du terrain non saturé (Aubert and Atangana 1996). Elle serait donc peu opérante dans les cas d'une nappe plane sur socle plan ou d'une nappe perchée plane masquant une nappe plus profonde.

La profondeur d'investigation de la méthode n'est limitée que par la condition d'homogénéité du premier terrain. La limite d'investigation correspond ainsi à la profondeur du premier imperméable. Cette profondeur peut donc varier de quelques dizaines de mètres à quelques centaines de mètres (en contexte volcanique actif). L'interprétation quantitative reste cependant difficile à réaliser. Par contre, cette méthode rapide et économique, peut être utilisée en conjonction avec d'autres méthodes, notamment la tomographie de résistivité électrique.

2.2. Modélisation numérique

L'outil numérique est utilisé ici pour tester la cohérence physique des hypothèses émises au sujet du rôle de certaines structures géologiques ou des fluctuations de la limite océanique sur la dynamique des intrusions marines.

En effet, la théorie des fluides miscibles considère que les écoulements souterrains en milieu côtier impliquent deux fluides de densités différentes et complètement solubles. Dans les nappes côtières, le fluide résultant du mélange est donc caractérisé par sa composition issue des deux « fluides purs » ; l'eau douce de concentration zéro ($C_0=0$), l'eau de mer de concentration maximale (C_{\max}) et la zone de transition comportant une eau saumâtre de concentration intermédiaire et variable (C_i), (Bonnet 1982).

De cette façon, la résolution mathématique considère donc un seul fluide représenté par un front dispersif de densités variables. Un transport de solutés est donc associé au transport de flux (Bobba 1993). Ainsi, la formulation mathématique prend en compte quatre variables ; i) la recharge à l'amont, ii) la charge hydraulique sur tout le domaine modélisé, iii) la concentration en sels dissous et iv) la masse volumique ρ du fluide. Ces quatre variables sont nécessaires à la résolution en parallèle des quatre équations suivantes (Frind 1982) ;

- la loi de l'écoulement de Darcy généralisée et appliquée à un fluide de densité variable ;

$$q = -k_i \times \frac{\rho g}{\mu} \times \frac{\delta H}{\delta l} \quad (2.4)$$

$$\rho = \rho_0 + \frac{\delta \rho}{\delta C} (C - C_0) \quad (2.5)$$

- l'équation de diffusivité ou équation de Laplace (principe de continuité) ;

$$S \frac{\delta(H)}{\delta t} = \text{div}(K * \overrightarrow{\text{grad}}(H)) \quad (2.6)$$

- la loi de Fick ;

$$J = -D \frac{\delta C}{\delta x} \quad (2.7)$$

- l'équation de diffusion moléculaire (principe de continuité) ;

$$\frac{\delta C}{\delta t} = \frac{\delta}{\delta x_i} \left(D \frac{\delta C}{\delta x_j} \right) \quad (2.8)$$

avec ;

q : vitesse de Darcy (m. s^{-1}),

J : flux massique ($\text{kg. m}^{-2}. \text{s}^{-1}$),

K : conductivité hydraulique (m. s^{-1}),

k_i : perméabilité intrinsèque (m^2),

g : gravité (m. s^{-2}),

ρ : masse volumique (kg. m^{-3}),
 ρ_0 : masse volumique du fluide prise à la concentration de référence (C_0),
 μ : viscosité ($\text{kg. m}^{-1}. \text{s}^{-1}$),
 S : coefficient d'emménagement,
 C : concentration en éléments dissous (kg. m^{-3}),
 t : temps (s),
 D : dispersion ($\text{m}^2. \text{s}^{-1}$),
 H : hauteur piézométrique (m),
 l : longueur (m),
 x, x_i et x_j : coordonnées spatiales.

Le phénomène de dispersion des solutés observé dans la réalité est pris en compte dans la formule de Fick (Eq. 2.7) grâce à un terme générique noté D . Dans le milieu aquifère, ce terme correspond à deux phénomènes physiques :

- i) la diffusion moléculaire (D_m) ou mouvement brownien, qui dépend du fluide considéré,
- ii) la dispersion hydrodynamique due aux vitesses d'écoulement.

La dispersion hydrodynamique est définie par un coefficient de dispersivité lié à la vitesse du fluide.

$$D_h = \alpha \vec{v} \quad (2.9)$$

avec ;

D_h : dispersion hydrodynamique ($\text{m}^2. \text{s}^{-1}$)

α : coefficient de dispersivité (m)

v : vitesse de pore (m. s^{-1})

Le coefficient de dispersivité (α) a dans l'espace une composante longitudinale (α_L) et une composante transversale (α_T). La composante longitudinale est parallèle au sens d'écoulement et généralement dix fois plus importante que la composante transversale (Banton and Bangoy 1997).

De nombreux programmes permettent de résoudre les problèmes de modélisation des fluides miscibles à densités variables. Les plus couramment utilisés sont ; SUTRA (Voss 1999), SEAWAT (Guo and Langevin 2002, Mulligan et al. 2011), FEFLOW (Diersch 2002), Diersch and Kolditz 2002), TVDT3D (Ackerer et al. 1999), MOC DENSE3D (Oude Essink 2001).

Les codes de calcul de ces différents logiciels résolvent en parallèle les quatre équations aux dérivées partielles présentées plus haut, selon deux méthodes de discrétisation numérique ;

- i) la méthode des différences finies (comme dans le code SEAWAT),
- ii) la méthode des éléments finis (comme dans le code FEFLOW).

Dans ces deux méthodes de discrétisation, le domaine considéré est subdivisé sous forme de maillage. La solution numérique est obtenue par une technique itérative en remplaçant les variables continues par des variables discrètes définies aux niveaux des mailles. Ces méthodes d'approximation de la solution peuvent entraîner des erreurs numériques importantes. La fiabilité des codes de calcul est vérifiée à l'aide de benchmarks (banc d'essais) (Ackerer and Younes 2008 ; Oltean and Bues 2002 ; (Huyakorn et al. 1987).

Les benchmarks les plus utilisés, pour les problèmes de simulation de flux à densités variables dans un milieu poreux, sont le problème d'Elder (Elder 1967) qui simule les problèmes de convection thermodynamique et le problème d'Henry (Henry 1964) qui simule les intrusions d'eau salée. Ils permettent d'éprouver la capacité d'un logiciel à reproduire la

solution mais également de faire des tests de sensibilité sur les paramètres liés à la conception du modèle, à savoir ;

- i) la discrétisation du maillage,
- ii) les types de conditions aux limites,
- iii) les valeurs attribuées aux variables hydrodynamiques.

Le problème d'Henry permet d'obtenir une solution analytique qui permet de tester l'impact de ces paramètres sur la modélisation du biseau salé.

2.3. Acquisition de séries temporelles

L'acquisition de séries temporelles est une approche très courante dans les domaines des sciences de l'environnement (Johnson et al. 2012), Lewis and Allen 2009). Les chroniques obtenues permettent de mieux comprendre l'évolution du milieu naturel.

Sur la côte ouest, la zone investiguée s'étend sur une ligne de côte d'environ 20 km, sur les communes de Saint-Paul, Trois-Bassins et Saint-Leu et sur les masses d'eau souterraines des Trois-Bassins (116 km²) et de Saint-Leu (99 km²). Cette zone se caractérise par une très faible pluviométrie (moins de 1000 mm/an), une urbanisation croissante et une fréquentation touristique de plus en plus importante. La pression sur la ressource en eau y est donc évidente.

Dans le cadre ce travail, un réseau composé d'une dizaine de piézomètres d'observation a été réhabilité, nivelé et équipé de sondes CTD Divers® multi-paramètres (Pression-Température-Conductivité électrique). Les fiches synthétiques décrivant les caractéristiques des forages sont disponibles en annexe 1. Pour des raisons d'homogénéité, toutes les sondes sont placées au niveau 0 m NGR⁸ dans les piézomètres sélectionnés. Ces ouvrages sont suivis depuis le mois de mars 2011, selon un pas d'échantillonnage de 30 minutes. Ces données sont accompagnées de mesures manuelles de contrôle à fréquence mensuelle. Les différents signaux enregistrés sont corrigés, traités et interprétés en fonction des paramètres externes comme la pluviométrie (recharge), la marée océanique ou la houle.

En ce qui concerne l'acquisition des paramètres externes, les données de la marée au pas de temps horaire sont issues de la station marégraphique de la Pointe des Galets (Le Port), disponibles sur le site web du SHOM⁹. Seules les données contrôlées pourront être utilisées pour l'interprétation. Nous utiliserons les enregistrements de la marée du Port au détriment de ceux de la marée de Saint-Gilles pour deux raisons :

- i) il n'y a pas de déphasage significatif entre les deux séries de données,
- ii) le signal enregistré au Port peut être expliqué à 89,6% par les composantes de la marée, contre seulement 71,1% pour celui enregistré à Saint-Gilles (Lézé 2012). Il est donc possible que d'autres facteurs altèrent ce dernier signal, notamment la présence d'un aménagement portuaire qui peut isoler le marégraphe de Saint-Gilles par rapport à l'ensemble de la masse d'eau océanique.

Les données liées aux précipitations proviennent des stations pluviométriques de Saint-Gilles, de La Petite France, du Mado, de La Saline et des Colimaçons, disponibles sur la Publiothèque de Météo France. Les données de la houle proviennent des mesures de la station houlographique de la Pointe des Galets, gracieusement mises à notre disposition par les services de la DEAL Réunion. Enfin, deux sondes de pression de type NKE sont placées dans les lits de deux ravines sèches (à l'Ermitage et à La Saline). Ces capteurs permettent de détecter éventuellement les périodes de ruissellement accompagnant les événements pluvieux les plus intenses.

⁸ Nivellement Général de La Réunion

⁹ Service Hydrographique et Océanographique de la Marine. <http://www.shom.fr/>

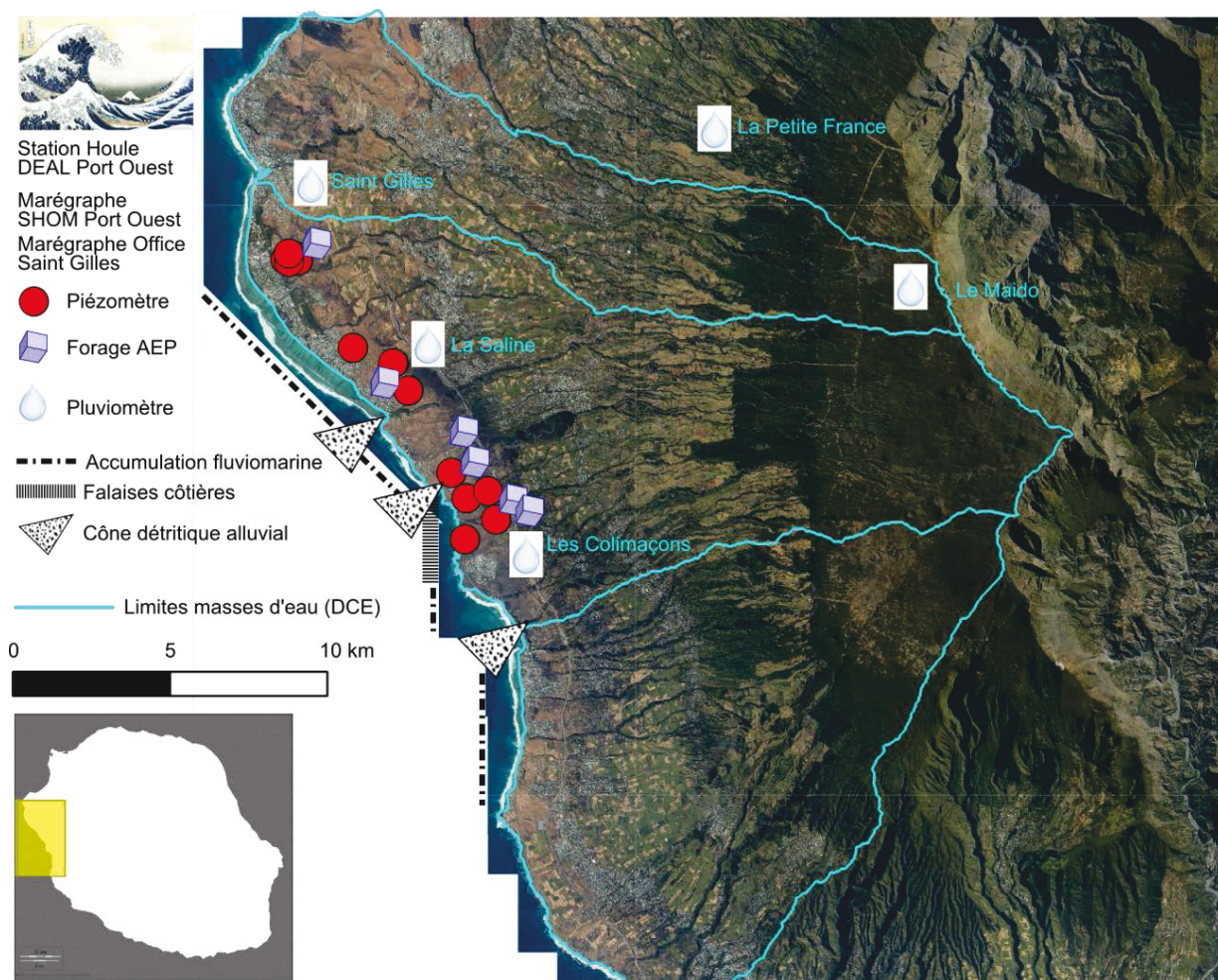


Illustration 19 : Réseau d'observation du biseau salé sur l'île de La Réunion.

Les séries temporelles issues de ce réseau piézométrique ont fait l'objet d'une analyse en harmoniques à l'aide d'un script modifié basé sur T_Tide (Pawlowicz et al. 2002) afin de retrouver les composantes de la marée qui influencent le plus le comportement des nappes côtières étudiées. Cette analyse harmonique a permis de dégager deux principales familles de forages en fonction leur sensibilité aux différentes composantes marégraphiques. L'existence de ces groupes de forages est confirmée par une analyse en composantes principales (ACP) à l'aide d'un script du logiciel libre d'analyse statistique R.

2.4. Le site pilote de la côte ouest de La Réunion

En plus des similitudes géologiques, des rapprochements hydrogéologiques peuvent être établis entre la côte ouest de La Réunion et la Grande Comore. Le site de Saint-Gilles/La Saline situé sur la côte ouest de l'île de La Réunion sera donc choisi comme site pilote pour les investigations hydrogéologiques. Les résultats de ces analyses pourront ainsi être extrapolés et appliqués au contexte volcanique comorien.

La côte ouest de l'île de La Réunion a fait l'objet d'un vaste programme de recherche de l'eau souterraine au début des années 1990, pendant lequel plusieurs ouvrages ont été réalisés. Actuellement, plusieurs stations de pompage d'eau souterraine (dont 6 dans la zone d'étude) fonctionnent dans ce secteur à des débits variant entre 60 et plus de 100 m³/h).

Les essais hydrauliques réalisés font état d'un aquifère basaltique très transmissif (avec une transmissivité moyenne de 0,1 m²/s) dans lequel la nappe se trouve en équilibre hydrodynamique avec l'océan. La nappe exploitée est contenue à la fois dans la porosité de fractures des coulées basaltiques et dans la porosité granulaire des scories. Le site étudié illustre bien la complexité hydrogéologique des systèmes insulaires volcaniques, pour plusieurs aspects :

a) Une répartition inégale de l'alimentation

A l'hétérogénéité structurale de l'aquifère s'ajoute la disparité de la recharge et de l'alimentation des nappes. La majeure partie de la pluviométrie est localisée dans les hauts, sur les planèzes du Grand Bénard et du Maïdo (près de 1500 mm/an). Les parties basses de la zone d'étude sont très peu arrosées (moins de 200 mm/an). Une grande partie de l'écoulement souterrain provenant des précipitations est chenalisée dans les ravines les plus importantes (Grande Ravine, Ravine des Trois-Bassins) dans lesquelles des pics de piézométrie de plus d'un mètre accompagnent les événements pluvieux les plus intenses.

b) Une diversité géomorphologique de la limite en aval

L'autre aspect intéressant de ce secteur d'étude concerne la géomorphologie irrégulière de la limite en aval. En effet, du nord au sud, plusieurs typologies de littoral sont rencontrées : les plaines d'accumulation fluvio-marine à l'Ermitage (dépôts de sables fins et débris coralliens), les cônes détritiques alluviaux (Ravine des Trois Bassins, Grande Ravine, Petite Ravine) et les côtes rocheuses escarpées (falaises côtières à la Pointe des Châteaux et au lieu dit Fond Jardin, au nord de Saint-Leu).

c) Une distribution des perméabilités liée à l'âge des coulées

La géologie de la zone d'étude reste globalement homogène sur une ligne de côte de 20 km. Elle se caractérise par une succession de coulées volcaniques datant de la phase I à la phase IV de l'activité du Piton des Neiges (3069 m).

La phase I, antérieure à 2,1 Ma (stade indifférencié) comporte des basaltes aphyriques fortement altérés et zéolitisés (dépôt d'altération hydrothermale), accompagnés de brèches basaltiques primitives et d'océanites anciennes (Billard and Vincent 1974).

La phase II (entre 2,1 Ma et 430 000 ans) est composée de basaltes à olivine et d'océanites récentes. Cette période correspond à la fin du stade indifférencié et présente un faciès zéolitisé jusqu'à 550 000 ans et non zéolitisé après 550 000 ans (Billard and Vincent 1974). Certains auteurs font référence à cette période en parlant de la série basaltique (McDougall 1971), de la série des océanites (Rocher 1988) ou encore du stade océanitique (Kluska 1997).

La phase III (350 000 à 250 000 ans) correspond au début du stade différencié. Elle est constituée de hawaïites, de benmoréites et de basaltes à phénocristaux de pyroxènes et de feldspaths plagioclases localement appelés « roches pintades ». Enfin, la phase IV (230 000 à 70 000 ans) marque la fin du stade différencié. Elle est caractérisée par des coulées fortement différenciées (mugéarites et trachytes).

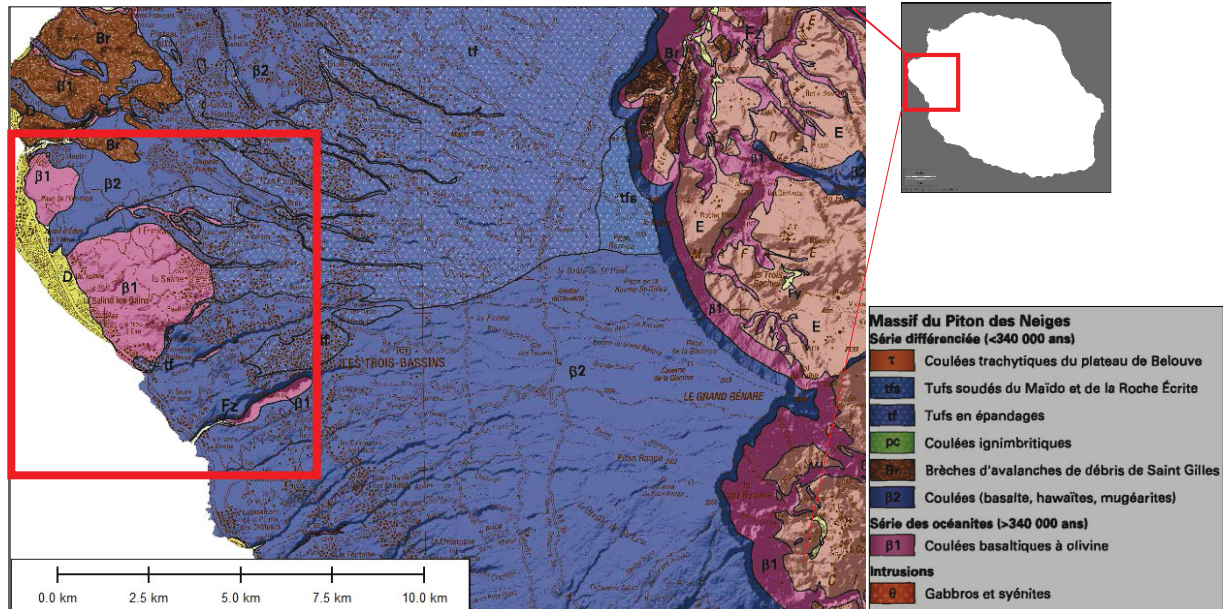


Illustration 20 : Contexte géologique de la zone d'étude [carré rouge]

d) Une distribution des perméabilités liée à la structure des coulées

La structure générale de l'aquifère se présente sous la forme d'un empilement de coulées massives compactes et plus ou moins fissurées, parfois vacuolaires. Ces coulées peuvent atteindre chacune d'importantes épaisseurs (plus de 10 m) notamment au cœur des paléo-vallées ou anciens talwegs. Elles sont régulièrement intercalées par des horizons scoriacés plus ou moins altérés, des paléosols ou des surfaces d'érosion argilisées. La complexité du système est portée à son comble avec la présence sporadique d'anciens tunnels de lave constituant des chenaux d'écoulement préférentiel pour l'eau souterraine.



Illustration 21 : Hétérogénéité structurale de l'aquifère basaltique

e) Un degré de confinement variable des nappes côtières

Deux systèmes hydrogéologiques ont été identifiés : une nappe côtière et superficielle au sein des sables détritiques et coralliens (la nappe des sables) d'une part, et une nappe de base et plus profonde au sein des coulées basaltiques (la nappe des basaltes) d'autre part. La nappe des sables est spatialement limitée à la plaine côtière de Saint-Gilles et de La Saline. Elle est fortement influencée par le lagon et la mer aussi bien sur le plan hydrodynamique que physico-chimique (Cordier *et al.*, 2013). La nappe des basaltes se trouve dans l'aquifère de base. Elle s'étend sous la nappe des sables et sur toute la zone d'étude. Elle interagit davantage avec l'océan qu'avec le lagon (Join et al. 1988).

Un paléosol altéré constitue la limite imperméable séparant les deux aquifères. La nappe des basaltes est donc captive sous l'aquifère sableux avec une diffusivité hydraulique moyenne de $140 \text{ m}^2/\text{s}$ calculée au niveau d'un piézomètre crépiné dans la nappe captive (P18). La partie libre de la nappe est captée par les piézomètres instrumentés dans le cadre de cette étude. Sa diffusivité moyenne calculée au niveau de l'ouvrage F1 est estimée à $40 \text{ m}^2/\text{s}$ (Join et al. 1988).

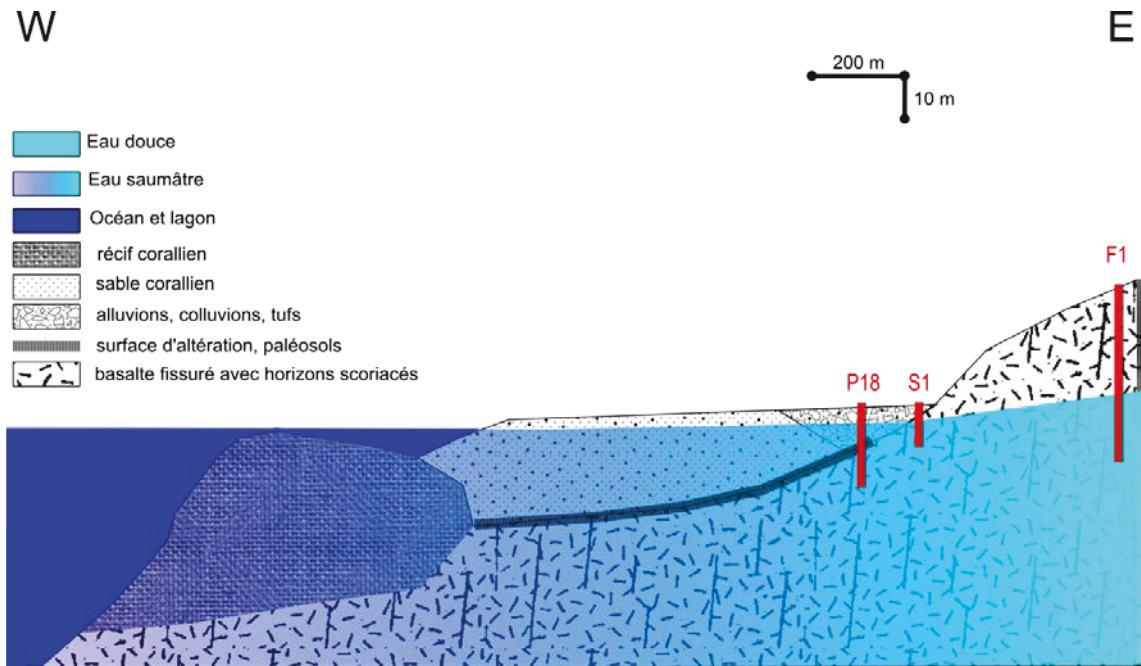


Illustration 22 : Contexte hydrogéologique conceptuel de la plaine côtière de Saint-Gilles/La Saline

Mis à part ce contexte captif particulier identifié au niveau de cette plaine côtière, le reste du secteur étudié présente des conditions d'aquifères libres ou semi-captifs, avec des diffusivités apparentes calculées inférieures à $50 \text{ m}^2/\text{s}$. Cette dernière caractéristique des nappes côtières joue un rôle prépondérant sur la propagation du signal marégraphique aussi bien en termes de transfert de pression que de solutés.

Le fonctionnement d'un milieu aussi complexe ne peut donc être appréhendé que grâce à la combinaison de différents outils d'investigation au travers d'une approche pluridisciplinaire. La méthodologie employée ici vise deux objectifs ;

- i) caractériser les hétérogénéités spatiales du milieu volcanique et comprendre leur rôle dans la dynamique des intrusions salines,
- ii) étudier l'évolution temporelle des paramètres hydrogéologiques vis-à-vis des forçages externes naturels et anthropiques.

3. Résultats

L'étude vise à étudier les moyens d'investigations géophysiques et hydrogéologiques les plus appropriés à la surveillance du biseau salé en contexte volcanique insulaire. L'analyse s'est concentrée essentiellement sur la zone littorale de la côte ouest de l'île de La Réunion. Les méthodes mises en œuvre sur ce site pilote comprennent ; i) deux profils de tomographie de résistivité électrique, ii) deux profils de polarisation spontanée du sous-sol, iii) plusieurs sondages électromagnétiques, et une acquisition de séries temporelles sur trois ans. Le dispositif d'observation est ensuite exporté sur l'île de Grande Comore. Les séries temporelles enregistrées sur le site de La Réunion ont ensuite fait l'objet d'une analyse harmonique afin de comprendre l'impact des composantes de la marée sur l'évolution hydrodynamique et physico-chimique des nappes côtières.

3.1

LES HETEROGENEITES SPATIALES

3.1. Etude des hétérogénéités spatiales du milieu volcanique

Les méthodes issues de la géophysique électrique et électromagnétique sont particulièrement efficaces pour imager les hétérogénéités spatiales du milieu volcanique. En raison d'importants contrastes de salinité et d'altération en milieu côtier, ces outils s'avèrent relativement sensibles aux variations des propriétés électriques du milieu souterrain. Les coupes géophysiques obtenues ont fait l'objet d'un raffinement de moitié de la taille du maillage d'origine. Ce traitement améliore ainsi la précision du modèle. L'inversion est réalisée à l'aide du logiciel RES2DINV (de Geotomo Software).

Une analyse hydrogéologique complémentaire des sites investigués permet de calibrer l'information issue de l'investigation géophysique et de comprendre le rôle des hétérogénéités spatiales sur la mise en place des écoulements souterrains.

3.1.1. Localisation des sites investigués

Sur La Réunion, deux profils de tomographie électrique et deux profils de polarisation spontanée ont été réalisés. La méthode électromagnétique (TDEM) s'avère complémentaire à la tomographie de résistivité électrique dans le sens où elle offre une meilleure sensibilité dans les milieux conducteurs. Cette propriété présente un avantage en zone côtière où les nappes affichent de fortes conductivités électriques, en raison de leurs salinités élevées. A l'inverse, les formations résistantes ne favorisent pas la propagation du signal électromagnétique.

En raison de multiples sources de bruits électromagnétiques présentes sur le site d'étude et de l'épaisseur importante de la zone non saturée très résistante, les résultats de la méthode électromagnétique n'ont pas pu être exploités à La Réunion.

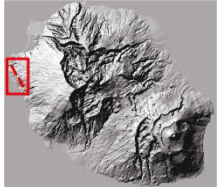





Localisation	Outil	Dispositif de mesures
 Saint-Gilles/La Saline	ERT	2 profils parallèles à la côte suivant un axe Nord-Sud 8 câbles de 160 m - longueur totale : 1280 m Profondeur maximale au centre des profils : 190 m
	PS	1 profil parallèle à la côte suivant un axe Nord-Sud Longueur totale : 1248 m

Table 3 : Localisation des sites investigués à La Réunion

En Grande Comore, les mesures géophysiques comprennent 10 profils ERT (dont 7 dans trois zones côtières et 3 en zone d'altitude), 4 profils PS dans 2 zones côtières et 15 sondages électromagnétiques dans 3 zones côtières et deux zones d'altitude. Le tableau suivant présente la localisation et les caractéristiques des mesures effectuées en Grande Comore.

Table 4 : Localisation des sites investigués en Grande Comore et caractéristiques des mesures réalisées

Localisation	Outil	Dispositif de mesure
 Hahaya	ERT	1 profil perpendiculaire à la côte sur un axe Ouest-Est 8 câbles – longueur : 1280 m - profondeur max. : 270 m 1 profil parallèle à la côte sur un axe Nord-Sud 6 câbles – longueur : 960 m – profondeur max. : 190 m
	PS	1 profil parallèle à la côte sur un axe Nord-Sud 3 rouleaux – longueur: 1020 m
	TDEM	3 sondages TDEM alignés perpendiculairement à la côte 2 sondages sur le profil parallèle à la côte
 Ivoini-Ouzio	ERT	Ivoini : 1 profil parallèle à la côte sur un axe Nord-Sud 7 câbles – longueur : 1120 m – profondeur max. : 114 m Ouzio : 1 profil parallèle à la côte sur un axe Nord-Sud 7 câbles – longueur : 1120 m – profondeur max. : 215 m
	TDEM	Ivoini : 3 sondages sur le profile parallèle à la côte Ouzio : 3 sondages sur le profile parallèle à la côte
 Inane	ERT	Inane 1 : 1 profil sur un axe NW-SE 7 câbles – longueur : 1120 m – profondeur max. : 215 m Inane 2 : 1 profil sur un axe Nord-Sud 4 câbles – longueur : 640 m – profondeur max. : 131 m
	TDEM	1 sondage TDEM sur le profil NW-SE Ce profil est réalisé au droit d'un sondage de reconnaissance
 Ouroveni	ERT	1 profil perpendiculaire à la côte sur un axe Nord-Sud 7 câbles – longueur : 1120 m – profondeur max. : 191 m. Ce profil intercepte le puits côtier d'Ouroveni.
	TDEM	1 sondage TDEM

 Séléa Nioumadzaha	ERT	<p>Séléa 1: 1 profil parallèle à la côte sur un axe Nord-Sud 6 câbles – longueur : 960 m – profondeur max. : 150 m</p> <p>Séléa 2: 1 profil perpendiculaire à la côte sur un axe Ouest-Est 7 câbles – longueur : 1120 m – profondeur max. : 191 m</p> <p>Nioumadzaha 1: 1 profil parallèle à la côte sur un axe Nord-Sud 7 câbles – longueur : 1120 m – profondeur max. : 170 m</p> <p>Nioumadzaha 2: 1 profil parallèle à la côte sur un axe Nord-Sud 6 câbles – longueur : 960 m – profondeur max. : 170 m</p>
	PS	<p>Séléa 1: 1 profil parallèle à la côte sur un axe Nord-Sud 3 rouleaux – longueur : 1020 m</p> <p>Séléa 2: 1 profil perpendiculaire à la côte sur un axe Ouest-Est 2 rouleaux – longueur : 680 m</p> <p>Nioumadzaha: 1 profil parallèle à la côte sur un axe Nord-Sud 4 rouleaux – longueur : 1360 m</p>
	TDEM	<p>1 sondage sur l'intersection entre les profils Séléa 1 et Séléa 2</p> <p>3 sondages sur les profils Nioumadzaha 1 et Nioumadzaha 2</p>

Les résultats de ces différents types de mesures affichent d'importantes variations latérales des résistivités en milieu volcanique. L'analyse des conditions géologiques des sites concernés permet d'avancer des hypothèses afin d'expliquer ces hétérogénéités. Ces hypothèses sont ensuite vérifiées par modélisation numérique.

Les principales méthodes de prospection géophysique présentent cependant différentes contraintes pour l'interprétation. Celles-ci conduisent généralement le praticien à formuler des hypothèses sur la structure du milieu souterrain ou des eaux de percolation (Revil et al. 2012). Ces hypothèses sont plus ou moins faciles à proposer selon la nature des aquifères et leurs conditions aux limites. En milieu volcanique insulaire, les principales contraintes qui compliquent l'interprétation hydrogéologique des résultats géophysiques concernent essentiellement trois paramètres : la profondeur d'investigation, l'hétérogénéité du milieu et l'ambiguïté des modèles d'inversion des mesures géophysiques.

3.1.2. L'ambiguïté des modèles de résistivité

L'une des principales difficultés liée à l'interprétation de la mesure géophysique réside dans l'ambiguïté des modèles, liée en particulier aux problèmes d'équivalence géo-électrique. En effet, une infinité de réalités géologiques peut générer une même réponse géophysique mesurée en surface. Un exemple classique d'équivalence est la présence d'une couche de faible résistivité dans le sous-sol ayant le même effet qu'une couche moins épaisse et de plus faible résistivité. Outre ce problème lié à la modélisation des données géophysiques elle-même, l'ambiguïté peut aussi concerner l'interprétation hydrogéologique des résistivités obtenues, car dans un milieu hydrogéologique, celles-ci varient beaucoup en fonction d'un grand nombre de paramètres pas toujours facile à discriminer : le degré d'altération, la porosité, le degré de saturation en eau, la minéralisation de l'eau d'imbibition... etc.

Un exemple fréquent d'ambiguïté de l'interprétation est celui des lentilles d'argiles pouvant être confondues avec des poches d'eaux saumâtres ou salées. Dans un terrain inconnu, seule l'observation directe au moyen d'un forage de reconnaissance permettra de valider définitivement un modèle d'interprétation. A défaut, la combinaison de différentes techniques géophysiques peut permettre également de contraindre l'interprétation en réduisant le nombre d'hypothèses possibles.

La principale contrainte rencontrée pendant la prospection est liée à l'hétérogénéité géologique et structurale du milieu volcanique. En effet, les terrains volcaniques rencontrés résultent d'un enchevêtrement de coulées basaltiques à porosités et perméabilités variables selon le degré de fissuration et d'altération. Les coulées souvent massives sont intercalées d'horizons de scories et tufs volcaniques.

Malgré leurs épaisseurs unitaires limitées, les niveaux scoriacés peuvent jouer un rôle prépondérant dans la mise en place des écoulements souterrains. La structure granulaire des scories d'âge récent leur confère une porosité et perméabilité élevée, et par conséquent une productivité élevée. Par contre, à l'état altéré, les espaces inter-granulaires tendent à se colmater par argilisation (formation d'argiles d'altération secondaires) et la couche de scories devient alors imperméable.

Selon le degré d'altération et de porosité des formations traversées, les propriétés électriques peuvent varier considérablement, puisque l'augmentation à la fois du degré d'altération et de la porosité se traduit par une diminution de la résistivité du terrain.

En plus du degré d'altération et de la valeur de porosité, la minéralisation de l'eau de percolation modifie la réponse électrique du milieu étudié, en diminuant la résistivité du milieu d'autant plus que la minéralisation et la porosité sont élevées, et ce quel que soit la nature géologique de l'encaissant. En zone côtière, cette propriété est utilisée afin de localiser l'interface saline.

L'existence de plusieurs paramètres pouvant contrôler les résistivités des formations explique l'ambiguïté importante de l'interprétation et la non-unicité (équivalence) des solutions obtenues par utilisation de codes d'inversion.

En domaine côtier par exemple, une poche d'eau saline présente des propriétés électriques similaires à celles d'une lentille de tufs altérés, c'est-à-dire une faible résistivité.

La problématique de l'absence de calibration par vérification des propriétés des unités du sous-sol sur le terrain est cruciale dans cette situation. Malgré le fait que la combinaison de plusieurs méthodes permet de contraindre les modèles d'interprétation, seule l'observation directe pourra confirmer les résultats des méthodes indirectes employées.

3.1.3. Calibration de la mesure géophysique dans le secteur de La Saline (île de La Réunion)

Une campagne de prospection géophysique est réalisée en 2012 sur deux sites d'étude de la côte ouest de La Réunion : La Saline et l'Ermitage. Le site de La Saline comporte une géologie relativement homogène et une bonne densité de forage de reconnaissance pouvant appuyer la calibration de la mesure géophysique. Ce site se prête bien à la mise en œuvre des outils géophysiques : tomographie de résistivité électrique (ERT) et polarisation spontanée (PS). Les sondages électromagnétiques sont cependant difficiles à mettre en œuvre ici en raison de l'épaisseur importante de la zone non saturée très résistante.

Les profils ERT et PS sont réalisés entre la ravine des Trois Bassins et le lieu-dit Montée Panon. Le tracé des profils s'étend sur 1260 m et passe à proximité de quatre forages pouvant servir pour la calibration de la mesure ; les forages de Ravine Tabac, de Montée Panon, de La Saline AEP et du lotissement Bellevue.

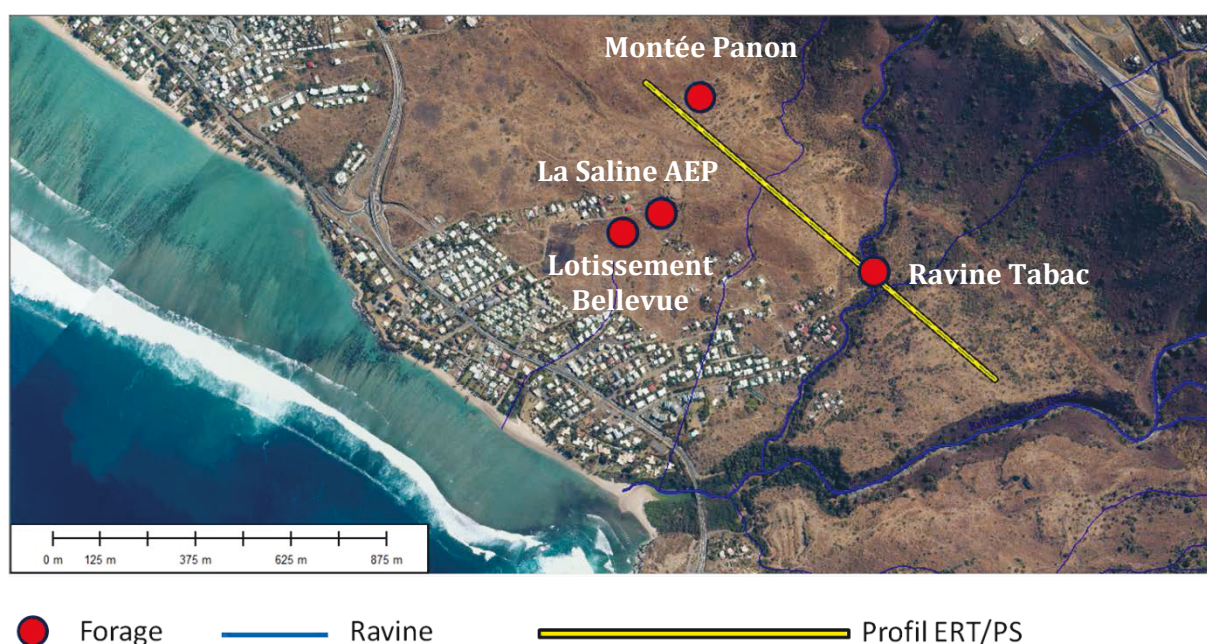


Illustration 23 : Localisation des forages du secteur de La Saline

Les profils recoupent au nord les coulées basaltiques anciennes (β_1) riches en olivines. Ces formations appartiennent à la série des océanites d'âge antérieur à 340 000 ans. Au sud des profils, les basaltes anciens sont recouverts par des coulées récentes plus différenciées (hawaïtes et mugéarites) d'âge postérieur à 340 000 ans. Ce sont les coulées de type β_2 .

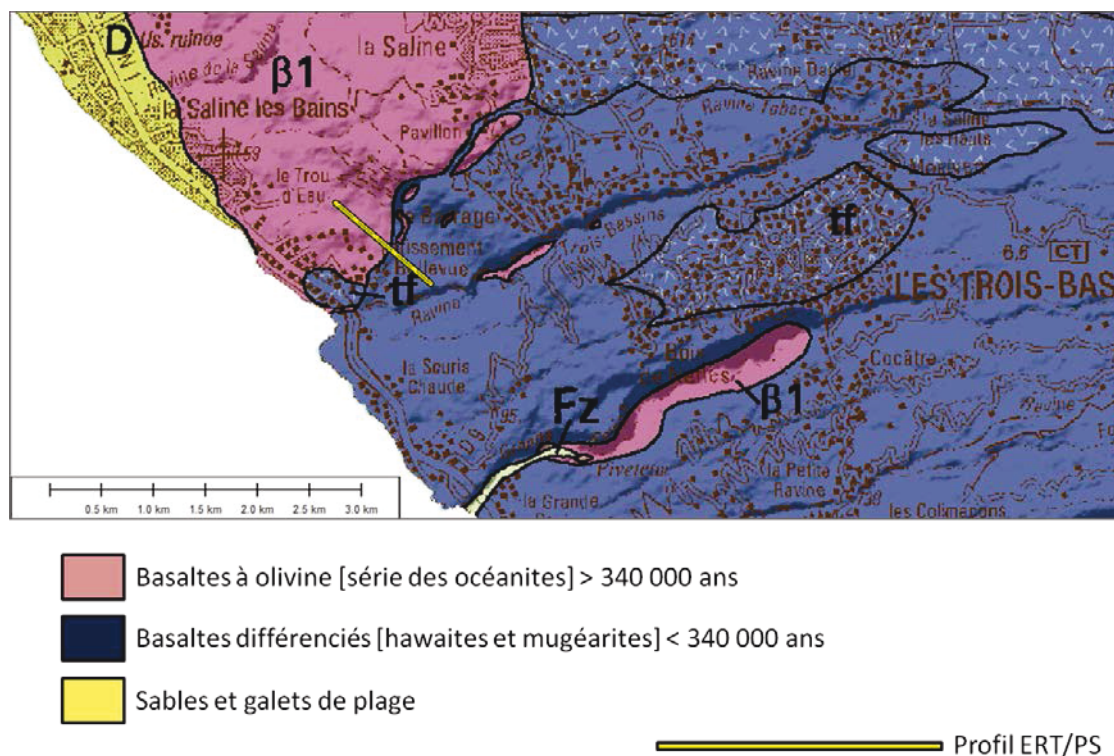


Illustration 24 : Contexte géologique général du secteur de Ravine Tabac – Montée Panon

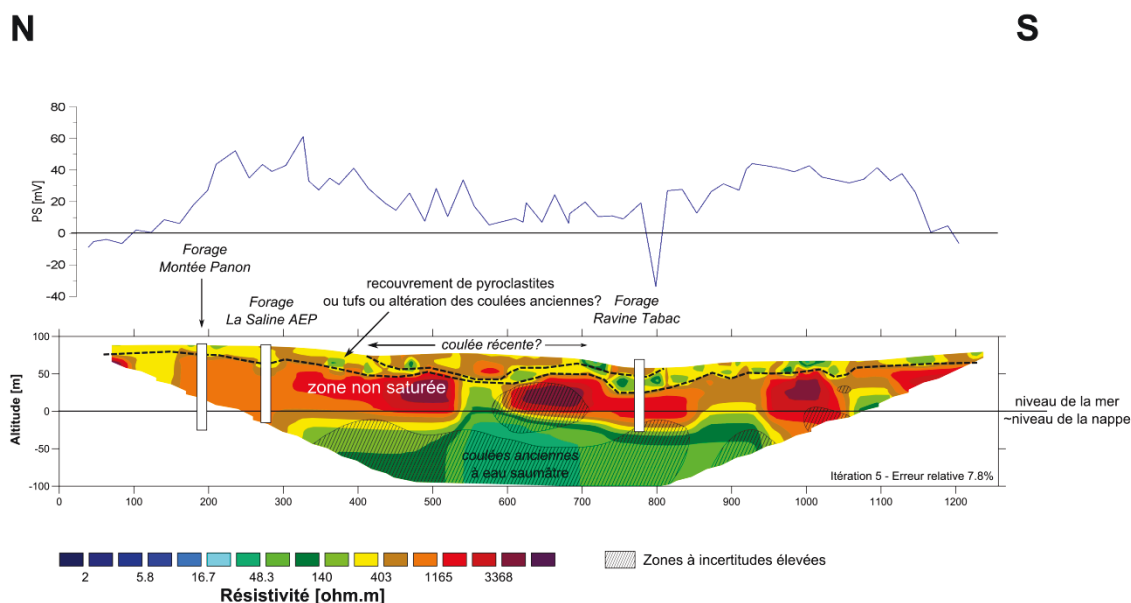


Illustration 25 : Coupes géophysiques de Ravine Tabac – Montée Panon (parallèle à la côte)

Une première analyse des profils [ERT+PS] montre à l'abscisse 800 m, une remarquable anomalie négative en polarisation spontanée et un léger approfondissement de l'interface saline. Cette observation traduirait la présence d'une zone d'infiltration préférentielle localisée sur l'axe de la Ravine Tabac.

a) Le forage de La Ravine Tabac

L'analyse des formations géologiques recoupées par les forages de La Ravine Tabac [abscisse 780 m], de La Saline [abscisse 280 m] et de Montée Panon [abscisse 200 m] permet d'étalonner l'information issue de la mesure géophysique.

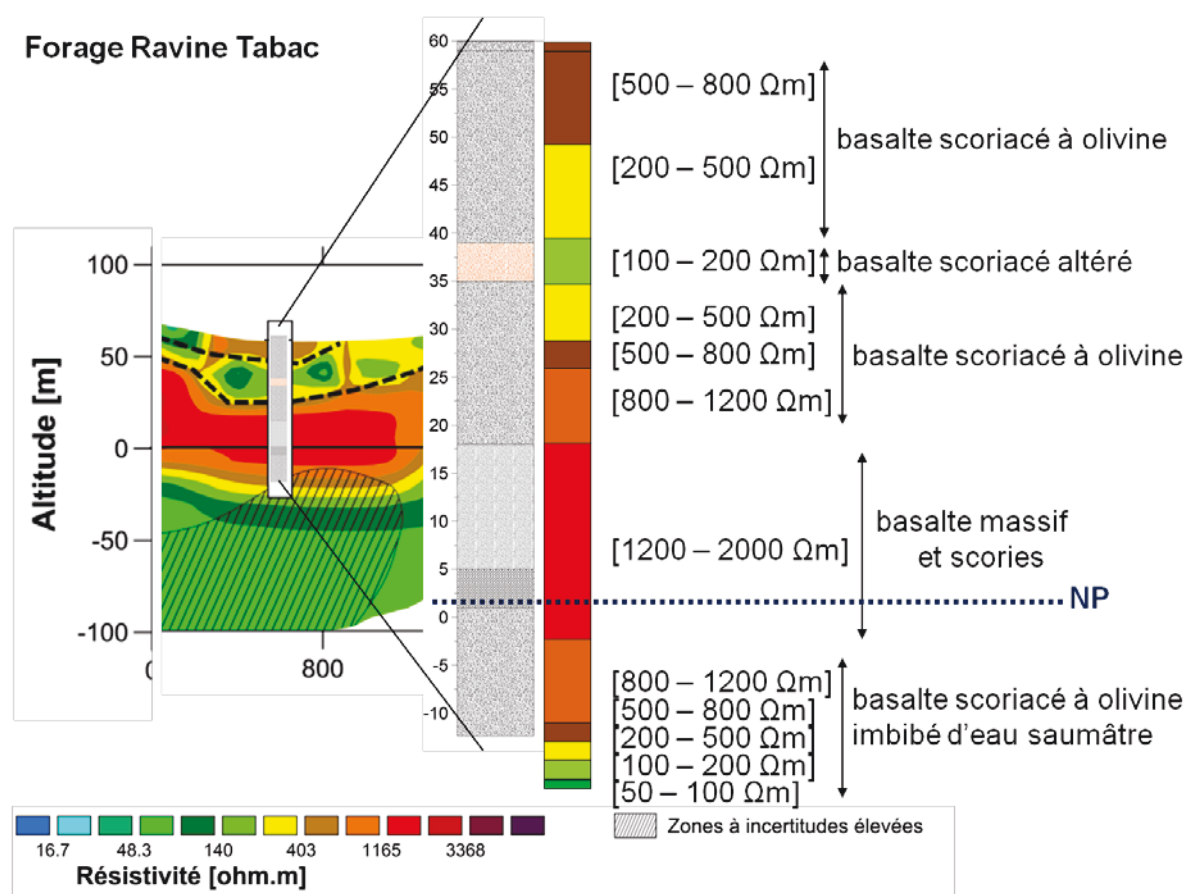


Illustration 26 : Interprétation croisée des résistivités électriques sur le Forage de La Ravine Tabac (NP=niveau piézométrique)

Le forage Test de La Ravine Tabac a été réalisé en 1977 à une altitude 60 m NGR, à 900 m de la côte. Il atteint une profondeur totale de 72 m et pénètre donc la nappe souterraine sur une épaisseur de 12 m. Il est crépiné sur 7 m à partir du fond, dans une formation de basalte scoriacé.

Le log géologique du forage recoupe un horizon de basalte scoriacé altéré et oxydé intercalé entre deux coulées de basalte scoriacé à olivine. Cette formation atteint une épaisseur de 4 m (entre les côtes 35 et 39 m NGR) au droit du forage. Elle correspond à un compartiment relativement conducteur [100 à 200 Ω m] dont l'épaisseur varie latéralement. Ce niveau d'altération observée ici valide la structure imagée par ERT dans la zone non saturée. Une coulée massive et très compacte (localement appelée basalte bleu) est interceptée sur une épaisseur de 13 m (entre les côtes 5 et 18 m NGR). Cette formation peu altérée et faiblement fissurée correspond à un compartiment très résistant [1200 à 2000 Ω m]. Enfin, les basaltes scoriacés sous-jacents affichent des résistivités intermédiaires [200 à 1200 Ω m].

La nappe souterraine captée par ce forage est contenue dans cette dernière coulée de basalte scoriacé de 13 m d'épaisseur. La conductivité électrique initiale de la nappe, mesurée en fin de foration, était de 833 μ S/cm. Cependant, la qualité de l'eau s'est rapidement dégradée au cours des premiers essais hydrauliques (60 m³/h pendant 5 heures) qui ont provoqué une

invasion de l'ouvrage par une eau saumâtre (environ 1500 $\mu\text{S}/\text{cm}$). Actuellement, les conductivités électriques mesurées dans ce forage varient entre 1500 et 2000 $\mu\text{S}/\text{cm}$. La salinisation de l'ouvrage ne peut s'expliquer uniquement par sa profondeur de pénétration (12 m) dans la nappe. Malgré le contexte supposé avantageux (présence d'une ravine), la contamination saline s'est avérée irréversible. Enfin, la mesure géophysique apparaît entachée d'une forte incertitude autour de la zone contaminée par l'eau saumâtre, mais affiche de manière générale une résistivité électrique diminuant rapidement avec la profondeur, caractéristique d'un fort gradient de salinité.

b) Les forages de La Saline et de Montée Panon

Le forage de La Saline a été réalisé en 1975, à 600 m de la côte, à une altitude de 45 m NGR. Il atteint une profondeur de 55 m et pénètre la nappe sur une profondeur de 10 m. Il recoupe sur une épaisseur de 10 m une formation aquifère de basalte scoriacé très productif. L'essai de pompage préliminaire de 1978 a fourni un débit de 200 m^3/h . la nappe interceptée est caractérisée par une eau douce (600 $\mu\text{S}/\text{cm}$). Les coupes géologiques de ces forages sont projetées sur le profil géo-électrique. La signature électrique des basaltes massifs et scoriacés traversés indique des formations plutôt résistantes [200 à 1200 Ωm] en accord avec la nature lithologique des terrains et la minéralisation de la nappe.

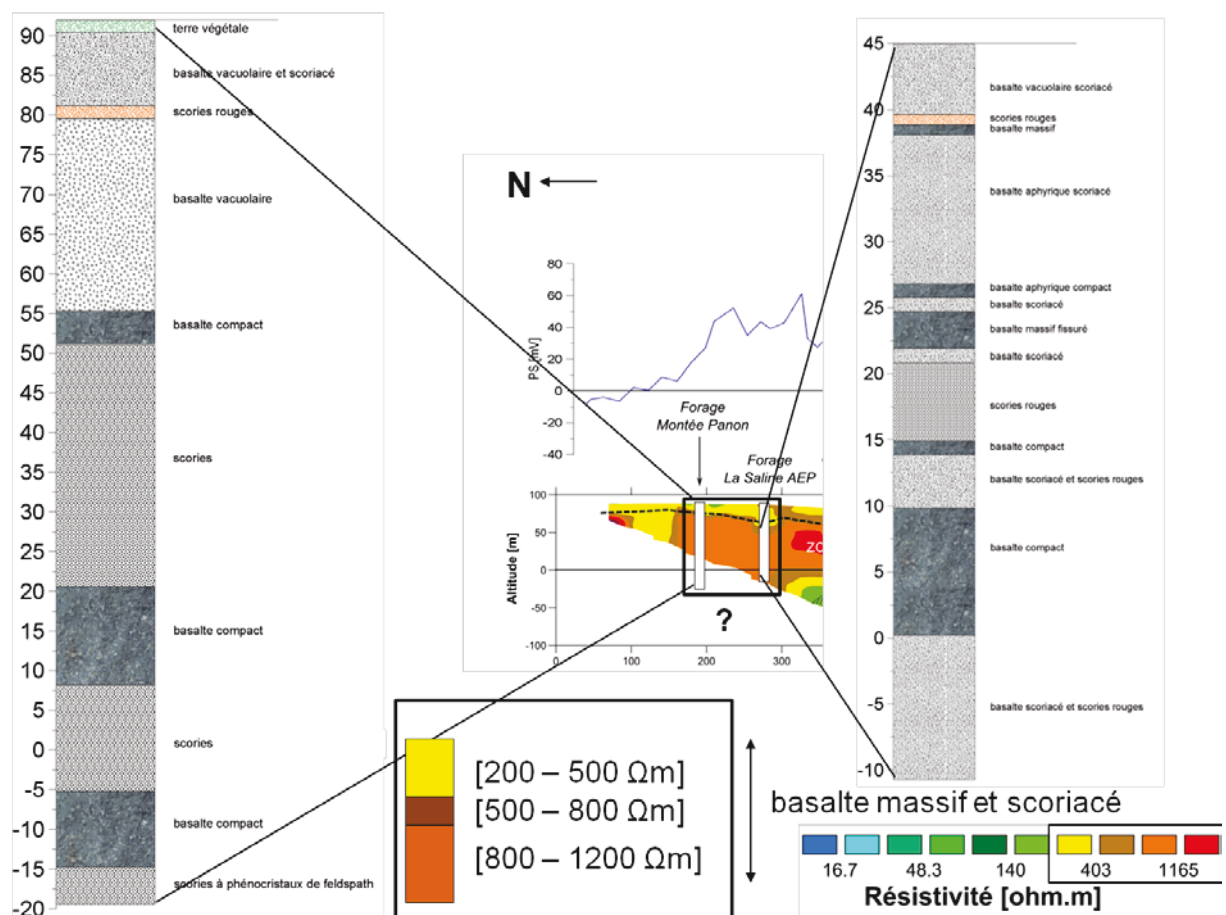


Illustration 27 : Interprétation croisée de la mesure géophysique sur les forages de La Saline

Les gammes de valeurs de résistivité mesurées sur le terrain permettent toutefois d'établir une calibration préliminaire avec les formations géologiques les plus fréquemment rencontrées dans le milieu volcanique.

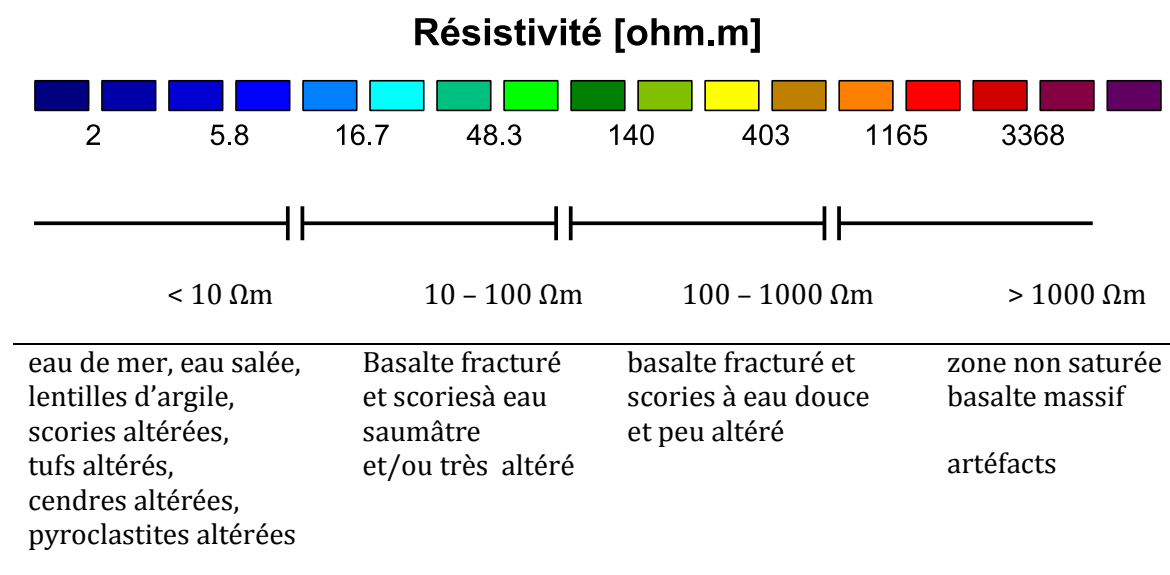


Illustration 28 : Calibration hydrogéologique de la mesure géophysique

Cette calibration nécessaire à l'interprétation permet d'avancer certaines hypothèses pour appréhender l'hétérogénéité du milieu souterrain investigué par les profils géo-électriques de La Saline et de l'Ermitage. L'interprétation de la coupe géophysique de l'Ermitage est toutefois compliquée par la présence des dépôts de brèches de Saint-Gilles qui affleure dans cette zone. Cette dernière lithologie pourrait présenter une signature électrique variable suivant son niveau d'altération. La possibilité de recouper cette formation dans ce secteur engendre une incertitude supplémentaire dans l'interprétation de l'information géophysique.

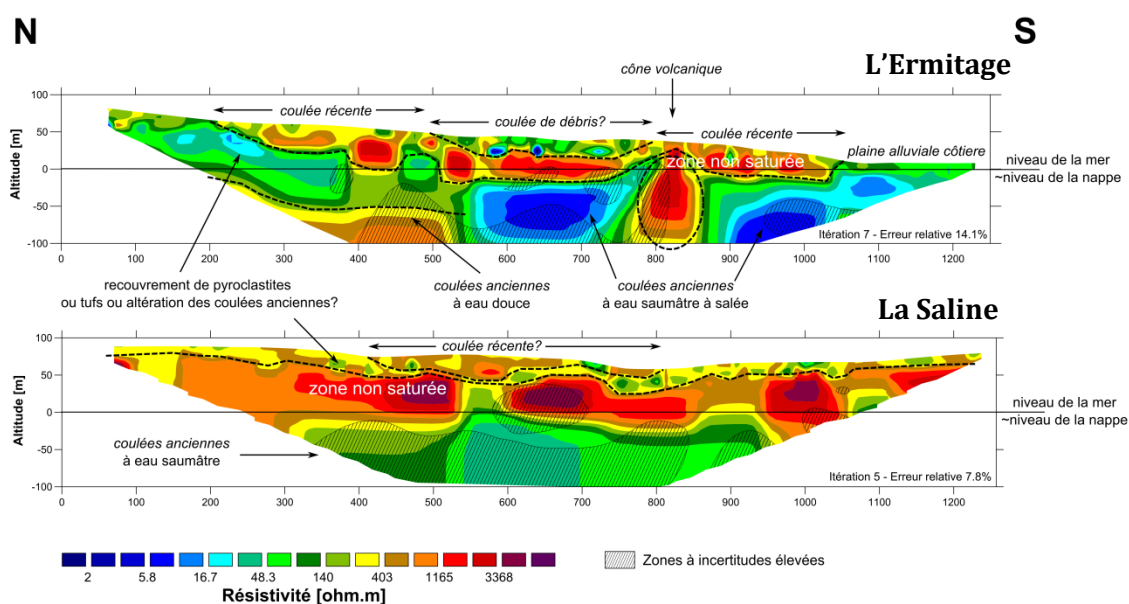


Illustration 29 : Profils électriques interprétés de l'Ermitage (en haut) et de La Saline (en bas)

3.1.4. Analyse des hétérogénéités latérales et verticales

L'analyse géologique des forages de La Saline, de Montée Panon et de la Ravine Tabac suggère de fortes hétérogénéités latérales, notamment l'existence d'un chenal d'écoulement préférentiel d'eau douce dans ce secteur. Le forage de La Saline est situé sur l'axe de ce chenal souterrain. Cependant, une étude détaillée des coupes lithologiques montre que la structure des couches géologiques recoupées par le forage joue également un rôle prépondérant vis-à-vis de l'intrusion marine.

a) L'exemple de La Saline

Dans ce secteur, seul le forage de La Saline AEP (décrit plus haut) est exploité pour l'alimentation en eau potable. Le succès de cet ouvrage est attribué non seulement à sa position sur un axe d'écoulement préférentiel, mais également à la présence d'une formation de basalte scoriacé très productive dans les tout premiers mètres de la nappe.

A l'inverse, l'exécution d'un deuxième ouvrage dans le même secteur présente un scénario plus complexe. Le forage de Montée a été réalisé en 1991, à 1000 m de la côte, à une altitude de 92 m NGR. Il atteint une profondeur de 110 m et pénètre la nappe sur une profondeur de 18 m. Il traverse entre les côtes -5 et -15 m, une épaisse formation de basalte massif et compact peu productif.

Les essais hydrauliques réalisés à -12 m ont indiqué toutefois la présence d'une nappe d'eau douce ($700 \mu\text{S}/\text{cm}$), même si le débit fourni n'a pas été satisfaisant ($40 \text{ m}^3/\text{h}$). L'ouvrage a été ensuite approfondi jusqu'à la côte -18 m où il intercepte une nappe d'eau saumâtre ($2270 \mu\text{S}/\text{cm}$, soit presque le quadruple de la conductivité du forage de La Saline pour une profondeur de pénétration double) au sein d'un horizon de scories. En raison de la position du forage, la mesure géophysique ne couvre pas la zone contaminée par l'eau saumâtre. Cet exemple de salinisation par approfondissement excessif confirme la nécessité d'instaurer une profondeur de pénétration maximale dans les nappes en milieu volcanique. Dans le contexte réunionnais, une pénétration maximale de 10 m dans la nappe paraît raisonnable. Cette distance peut être réduite à 5 m pour un milieu plus vulnérable ainsi que le montre les résultats des puits ONU creusés sur la Grande Comore.

Ainsi, la stratégie de prospection adaptée à ce milieu complexe semble être la mise en place de champs captant constitués de forages peu profonds qui écrèment la nappe à un débit d'exploitation modéré (environ $50 \text{ m}^3/\text{h}$) afin de minimiser les risques de salinisation.

L'analyse des coupes géologiques des ouvrages de La Saline montre que la géologie des terrains traversés joue également un rôle prépondérant sur la vulnérabilité des forages. En effet, la dernière formation de basalte compact traversée par le forage de Montée Panon semble avoir un impact protecteur vis-à-vis de la salinisation, le rapport de forage ayant indiqué la présence d'une nappe d'eau douce dans cette coulée massive très peu fissurée et dans les scories sus-jacentes. La contamination saline n'a été constatée qu'après avoir traversé cette formation de basalte compact de 10 m d'épaisseur.

Cette observation permet de proposer une interprétation hydrogéologique du secteur de La Saline basée sur les données de forage et les mesures géophysiques.

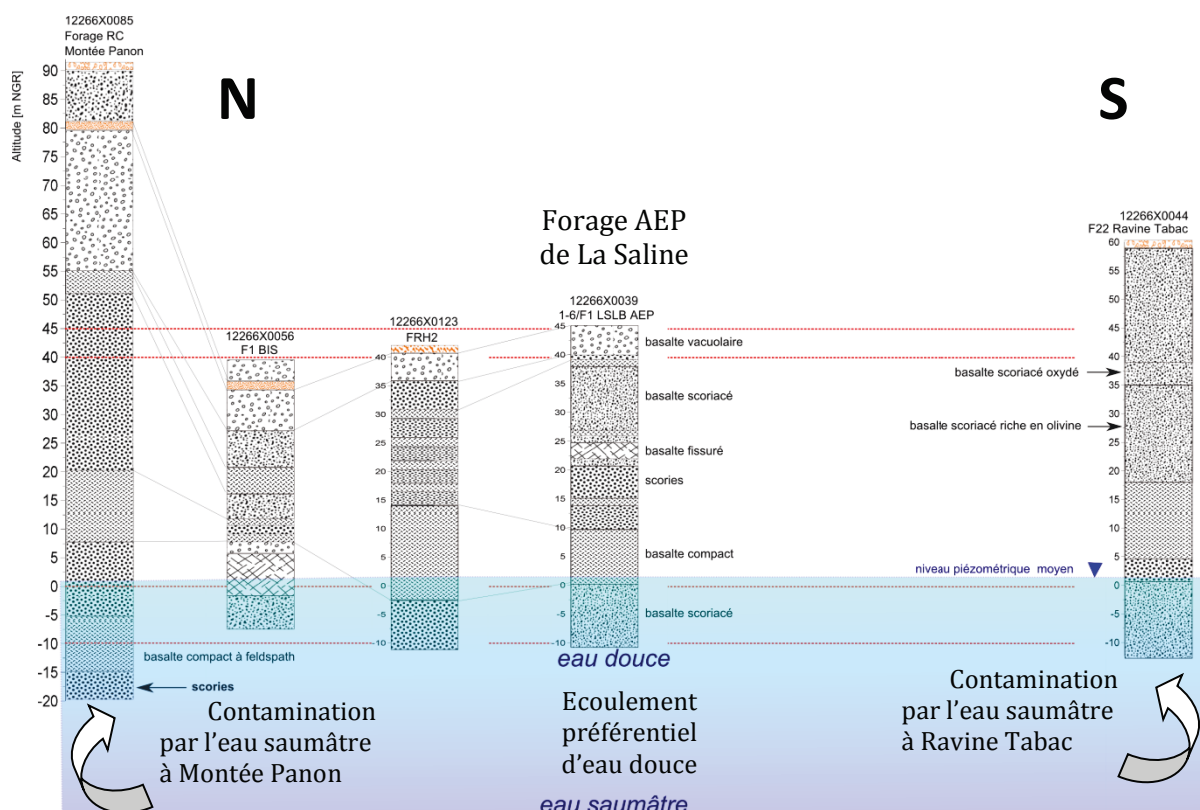


Illustration 30 : Interprétation hydrogéologique des données de forage du secteur de La Saline

Ce schéma conceptuel est en accord avec les observations effectuées dans ce secteur par les études antérieures (Daesslé and Join 1988). Les courbes d'iso-résistivités obtenues à partir de mesures de résistivité en surface de nappe indiquent un chenal d'écoulement souterrain d'eau douce dont l'axe passe par le forage de La Saline. Le suivi temporel des paramètres physico-chimiques dans les forages de La Saline a permis de confirmer la présence effective de ce couloir d'eau douce (Voir Chapitre 3.2).

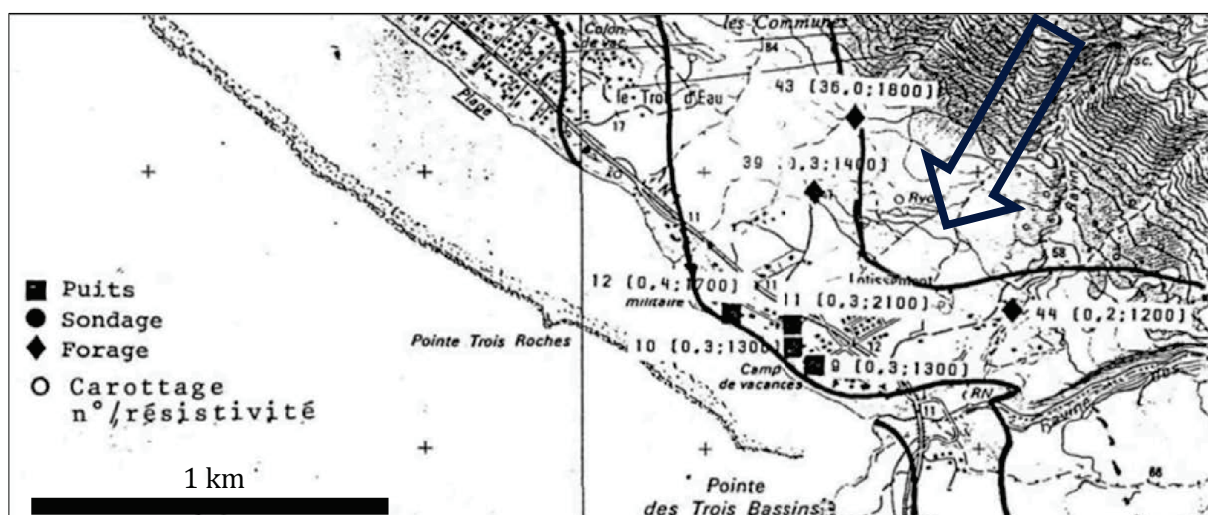


Illustration 31 : Carte des résistivités de la nappe dans le secteur de La Saline (d'après Daesslé and Join 1988). Les lignes continues noires indiquent les courbes d'iso-résistivité. La flèche bleue indique le chenal préférentiel d'écoulement mis en évidence.

Dans ce premier secteur d'étude, la combinaison de différentes méthodes (géophysiques et hydrogéologiques) permet de mettre en évidence des hétérogénéités spatiales à l'échelle décamétrique. Cette étude de cas confirme la nécessité d'une approche pluridisciplinaire pour appréhender la complexité du milieu volcanique.

b) L'exemple de l'Ermitage

Le secteur de l'Ermitage se trouve sur la côte ouest de La Réunion, à 4 km au Nord de La Saline. Les forages F1 et F2 se trouvent dans la plaine côtière de l'Ermitage, à 1300 m de la côte. Une distance de 150 m sépare les deux ouvrages.



Illustration 32: Localisation des forages F1 et F2 dans la plaine côtière de l'Ermitage

L'analyse de la géologie recoupée par ces deux ouvrages révèle une très forte hétérogénéité latérale, à l'échelle hectométrique. Les deux forages réalisés dans le même secteur présentent deux scénarii hydrogéologiques différents. L'analyse détaillée de la stratification des formations géologiques confirme le rôle de la structure des coulées sur la vulnérabilité des nappes côtières.

Le forage F1 est réalisé en 1986, à une altitude 50 m NGR. Il atteint une profondeur de 57 mètres ; ce qui correspond à une distance de pénétration dans la nappe d'environ 7 m. Cet ouvrage intercepte une formation de basalte vacuolaire à horizons scoriacés très productive ; l'essai par pompage préliminaire a fourni un débit de 80 m³/h. L'horizon productif recoupé correspond aux cinq premiers mètres d'une nappe d'eau douce ; les conductivités électriques varient entre 390 à 440 μ S/cm.

Le forage F2 est réalisé la même année, à 150 m au sud du premier, à une altitude de 46 m NGR. Il atteint une profondeur de 79 m, soit une distance de pénétration dans la nappe de 33 m. ce deuxième ouvrage n'intercepte que des formations de basalte massif très peu perméables, jusqu'à une profondeur de -25 m NGR. Les deux premiers essais par pompage sont réalisés à -6 et -20 m NGR. Ils révèlent la présence de la même nappe d'eau douce interceptée par le premier forage. Les conductivités électriques varient entre 360 à 400 μ S/cm. Les débits de production étant inférieurs aux 80 m³/h escomptés, le forage est approfondi jusqu'à -33 m NGR, où il intercepte la formation aquifère de basalte vacuolaire du premier forage. Malgré le débit satisfaisant, l'approfondissement de l'ouvrage atteint la zone d'eau saumâtre (2200 μ S/cm). Ce forage sera finalement équipé en piézomètre.



Ouvrage	F1
Réalisation	Avril 1986
Altitude	50 m
Profondeur	57 m
Débit essais hydrauliques	80 m³/h
Gamme conductivité	[390 et 440 µS/cm]
Exploité pour l'AEP de L'Ermitage	

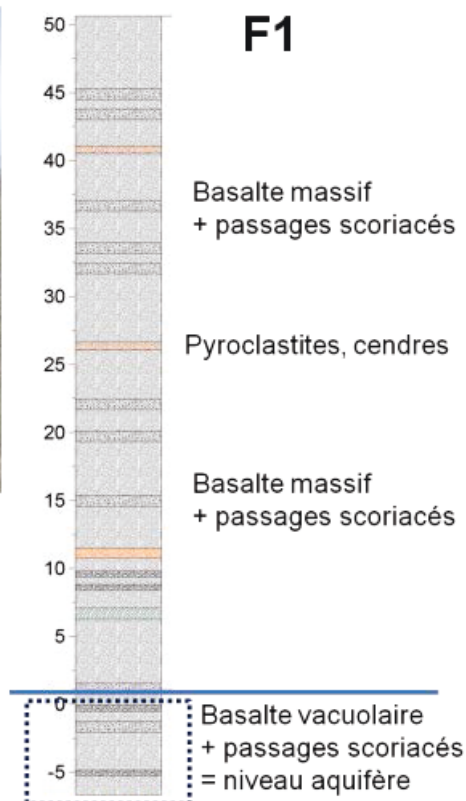


Illustration 33: Caractéristiques géologiques et hydrogéologiques du forage F1 de l'Ermitage



Salinisation
de la nappe d'eau douce

Ouvrage	F2
Réalisation	Juillet 1986
Altitude	46 m
Profondeur	79 m
Débit essais hydrauliques	80 m³/h
Gamme conductivité	[360 et 2200 µS/cm]
Equipé en piézomètre [CE = 1000 µS/cm]	

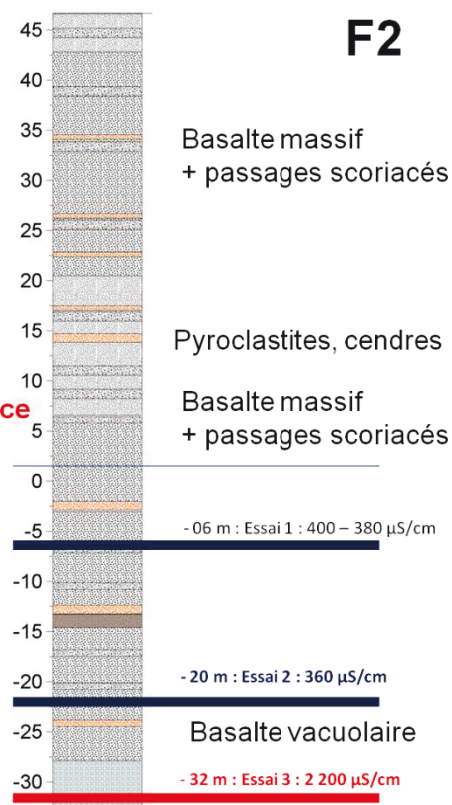


Illustration 34: Caractéristiques géologiques et hydrogéologiques du forage F2 de l'Ermitage

Cette seconde étude de cas montre qu'en dehors des chenaux d'écoulements souterrains identifiés sur le premier site, l'hétérogénéité latérale liée à l'agencement des coulées prédétermine la vulnérabilité des forages face à l'intrusion marine.

La profondeur relative des coulées interceptées ici est contrôlée par la paléo-topographie. La paléo-géomorphologie de la plaine de l'Ermitage peut être déduite des résultats de ces deux ouvrages. La coulée de basalte vacuolaire recherchée par les deux forages s'est mise en place au cœur d'une paléo-vallée dont l'axe se trouve à proximité du forage F2.

Le forage F1, situé en bordure de la paléo-vallée recoupe les basaltes vacuolaires à une faible profondeur. Le forage F2, plus près de l'axe de la paléo-vallée intercepte tardivement la formation aquifère. La profondeur excessive de l'horizon aquifère au droit du deuxième forage explique la minéralisation élevée de la nappe d'eau associée.

L'analyse des résultats hydrogéologiques de ces deux forages permet de proposer une coupe hydrogéologique interprétative.

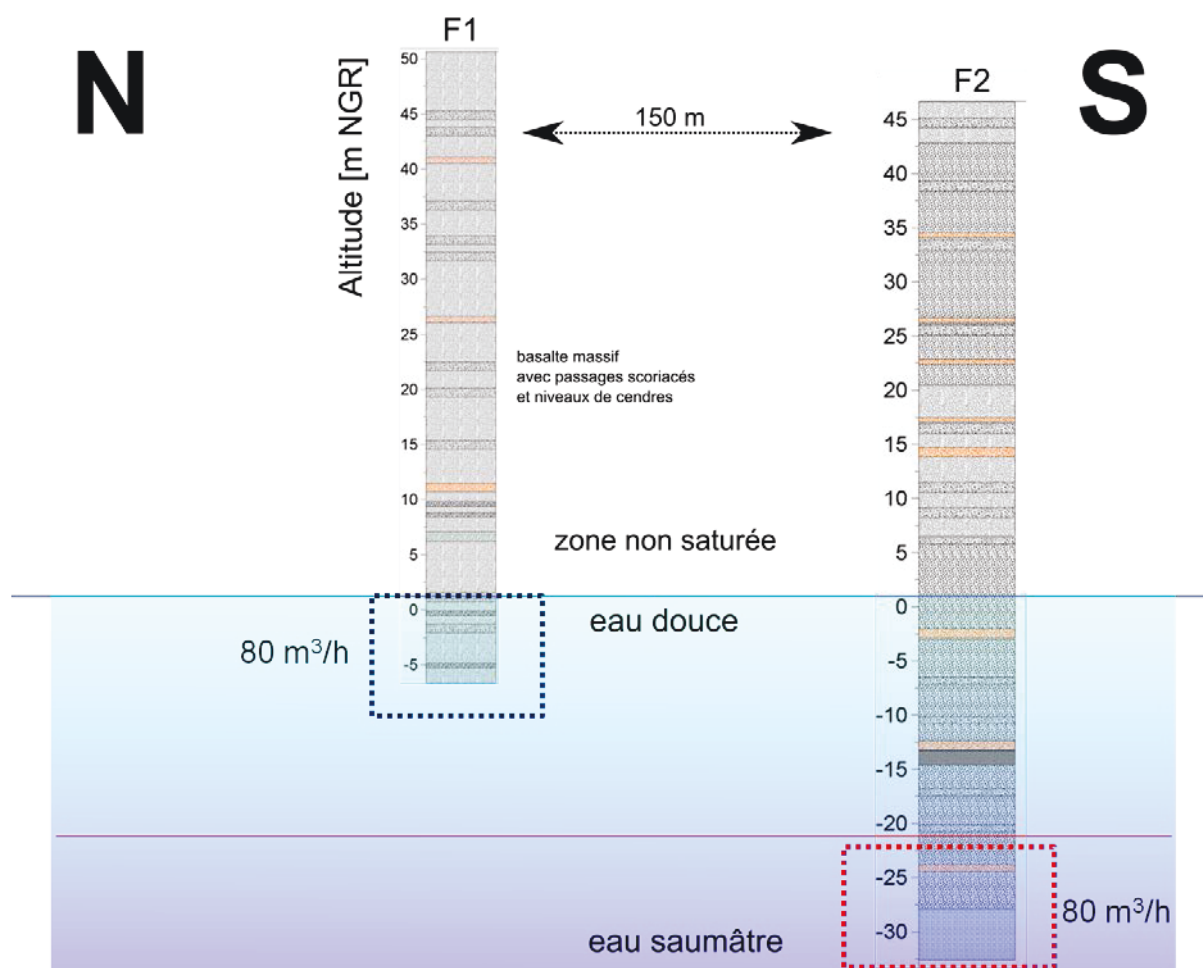


Illustration 35: Coupe hydrogéologique interprétative du secteur de l'Ermitage

Les résultats de ces deux études de cas mettent en lumière les fortes hétérogénéités tridimensionnelles des aquifères volcaniques. L'analyse des données hydrogéologiques confirme le rôle déterminant de la structure géologique des horizons aquifères convoités et la nécessité de respecter une distance de pénétration maximale dans les nappes côtières.

3.1.5. Investigations géophysiques et hydrogéologiques sur l'île de la Grande Comore

Une campagne de prospection géophysique est réalisée en Grande Comore au cours du mois d'octobre 2012. Ces investigations rentrent dans le cadre du projet GECEAU (Projet pilote de gestion du service public de l'eau en milieu rural sur l'île de La Grande Comore) financé par l'AFD (Agence Française de Développement), sous maîtrise d'ouvrage de La DGEME (Direction Générale de l'Energie, des Mines et de l'Eau). Selon les termes de référence de ce programme national, l'une des composantes du projet prévoit la réalisation d'une campagne de forages d'alimentation en eau potable. Cette composante, touchant l'ensemble de l'île de La Grande Comore, comprend (i) la réalisation de 13 forages profonds (environ 150 m), (ii) l'approfondissement de 5 puits existants pour permettre une exploitation plus optimisée de la nappe de base, (iii) la réalisation de 3 forages d'exploration dans des secteurs favorables afin de vérifier le potentiel des nappes perchées, (iv) la réalisation de 2 piézomètres pour suivre la salinité et le comportement de la nappe de base au niveau de la ville de Moroni. Les investissements consentis doivent permettre d'approvisionner en eau potable, à moyen terme une population d'environ 110 000 habitants.

Lors de cette campagne de prospection, 10 profils géophysiques ont été réalisés, dont 7 en zone côtière et 3 en zone d'altitude. Les résultats obtenus ont permis de confirmer l'analogie géologique des deux systèmes insulaires étudiés. Les coupes géophysiques obtenues ont fait l'objet d'un raffinement de moitié de la taille du maillage d'origine. Ce traitement améliore ainsi la précision du modèle. L'inversion est réalisée à l'aide du progiciel RES2DINV (Loke 2006).

Les résultats obtenus en zone côtière confirment les très faibles gradients hydrauliques de la nappe basaltique résultants des fortes perméabilités du milieu volcanique associé. Les profils parallèles à la côte ont mis en évidence l'importante variabilité latérale des résistivités, traduisant l'hétérogénéité hydrogéologique du milieu investigué.

- Le secteur d'Ivoini

Le profil d'Ivoini, parallèle à la côte, est réalisé entre les villages d'Ivoini et de N'droudé, le long de la route nationale, à environ 20 m d'altitude suivant une orientation nord vers sud. Le dispositif employé comprend 7 câbles et s'étend sur une longueur de 1120 m. La bordure côtière se caractérise par la présence d'un cône de tufs éventré (le Goulaivoini) au nord et d'un récif corallien frangeant vers le sud.

Deux puits ONU¹⁰ ont été réalisés dans le village côtier d'Ivoini, durant le programme de prospection du PNUD¹¹ mené dans les années 1980. Il s'agit des puits ONU 7 et ONU 26. Ces deux ouvrages se situent sur les bords du Goulaivoini, un cône de tufs éventré ouvert sur la mer.

¹⁰ Organisation des Nations Unies

¹¹ Programme des Nations Unies pour le Développement

Nom de l'ouvrage	ONU 7	ONU 26
X - UTM [m]	323652	323603
Y - UTM [m]	8740776	8740529
Distance à la mer [m]	500	1100
Profondeur totale [m]	19,8	50
Profondeur de la nappe/sol [m]	19	48
Pénétration dans la nappe [m]	0,8	2
Salinité [mg/L]	6600	3000
Débit d'exploitation [m ³ /h]	10	10

Table 5 : Caractéristiques des puits d'Ivoini

Les paramètres physico-chimiques des puits d'Ivoini indiquent une eau de qualité médiocre, probablement en raison de la proximité et de l'influence de l'eau de mer. Ces fortes valeurs de salinité restent cohérentes avec les faibles résistivités électriques mesurées au droit du cône de tufs (le Goulaivoini) par la tomographie de résistivité électrique. Cette observation suggère que la présence de ce cône de tufs et scories n'a pas d'impact protecteur évident vis-à-vis de l'intrusion marine.

Le profil ERT d'Ivoini montre une variation latérale importante des résistivités traduisant vraisemblablement une variation de minéralisation de la nappe. Le domaine de plus forte conductivité électrique observable en profondeur au Nord du profil pourrait correspondre à l'influence latérale de la côte dans ce secteur où la distance à la côte plus faible et/ou à un compartiment volcanique plus perméable, et donc soumis à une diffusion importante d'eau salée en provenance de l'océan.

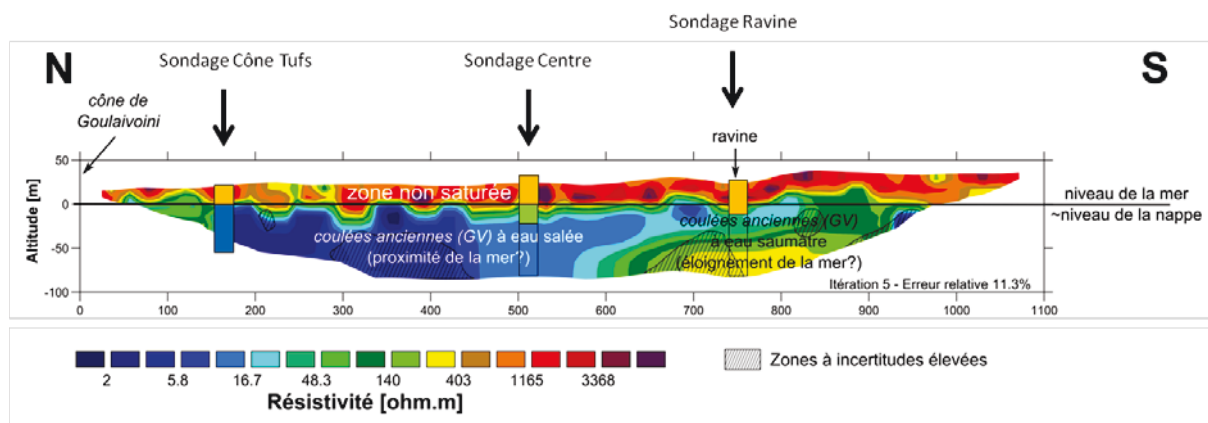


Illustration 36 : Coupe géophysique d'Ivoini (parallèle à la côte)

Les résultats des trois sondages électromagnétiques réalisés sur ce profil sont en accord avec les données géo-électriques. Les sondages du cône de tufs et de la ravine ne distinguent que deux terrains : un horizon relativement résistant correspondant au basalte non saturé et un horizon profond très conducteur [$\rho < 5 \Omega\text{m}$] correspondant à l'eau salée. Le sondage du centre fait apparaître, entre les deux premiers terrains, une lame d'eau saumâtre sur 15 m d'épaisseur.

En résumé, les résultats de ce profil illustrent l'importante diversité hydrogéologique des formations volcaniques. Le profil localisé près du littoral fait apparaître la surface de la nappe côtière, vraisemblablement plus salée au Nord, à proximité du cône de tufs éventré.

- Le secteur de Hahaya

La zone de Hahaya se trouve sur la planèze sud-ouest du Massif de La Grille. La géologie du secteur est dominée par les coulées volcaniques inférieures (type GII) du massif de La Grille. Il s'agit de coulées présentant des caractères de surface de type 'aa' et 'pahoehoe' bien conservés, légèrement émousés et sans altération significative. Des coulées plus anciennes (type GV) affleurent dans la partie nord-est du secteur. Ces coulées sont fréquemment accompagnées par un important nappage de pyroclastites (Bachèlery et Coudray 1993). Enfin, la coulée historique de 1859 marque la limite sud du secteur de Hahaya.

Le puits de Hahaya (SHA) réalisé en 2002 exploite la nappe basaltique côtière pour les besoins en eau de l'Aéroport International de Moroni Prince Said Ibrahim (AIMPSI) et l'alimentation en eau potable du village de Hahaya. Cet ouvrage situé à 2500 m de la côte, vers 89 m d'altitude comporte un diamètre de 1,40 m et atteint une profondeur totale de 88 m. Il recoupe une succession de coulées de basalte massif, fissuré, poreux ou scoriacé.

Le gradient hydraulique moyen calculé dans ce secteur est de 1,4 ‰ et correspond bien aux faibles gradients hydrauliques rencontrés dans le milieu volcanique.

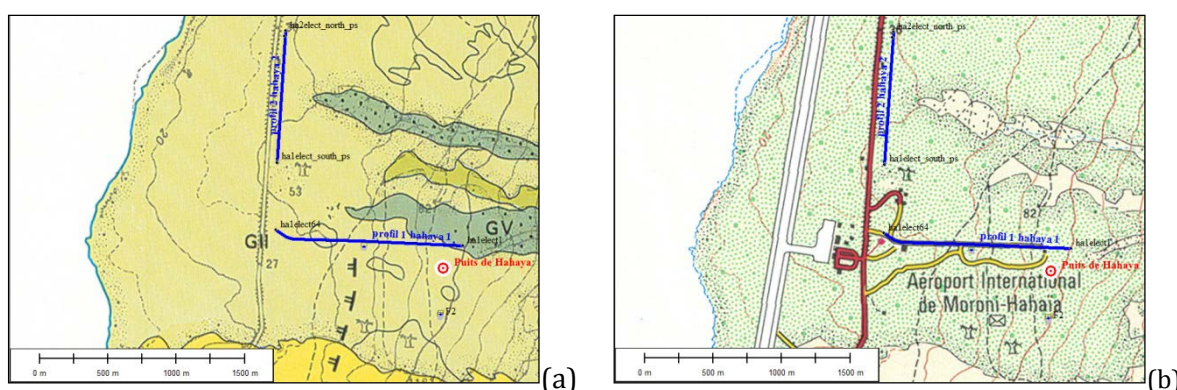


Illustration 37 : Contexte géologique (a) et topographique (b) du secteur de Hahaya. Localisation des profils ERT (en bleu)

Le profil orthogonal à la côte (profil 1) n'est pas exploitable en raison de la présence d'une canalisation métallique enterrée parallèlement au dispositif de mesure. La présence du tuyau métallique a pour effet de rajouter un horizon superficiel conducteur sur toute la longueur du profil. Ce conducteur non géologique absorbe une grande partie du courant injecté et masque les horizons profonds qui apparaissent avec de très fortes valeurs de résistivité électrique.

Le deuxième profil (Profil 2) a été déployé parallèlement à la ligne de côte. Il atteint une longueur totale de 960 m (6 câbles) et une profondeur d'investigation maximale de 190 m. Le dispositif longe la route nationale suivant une orientation Nord vers Sud. Une première analyse de ce profil montre un compartimentage des résistivités avec des valeurs plus faibles au centre de la coupe que sur les bordures.

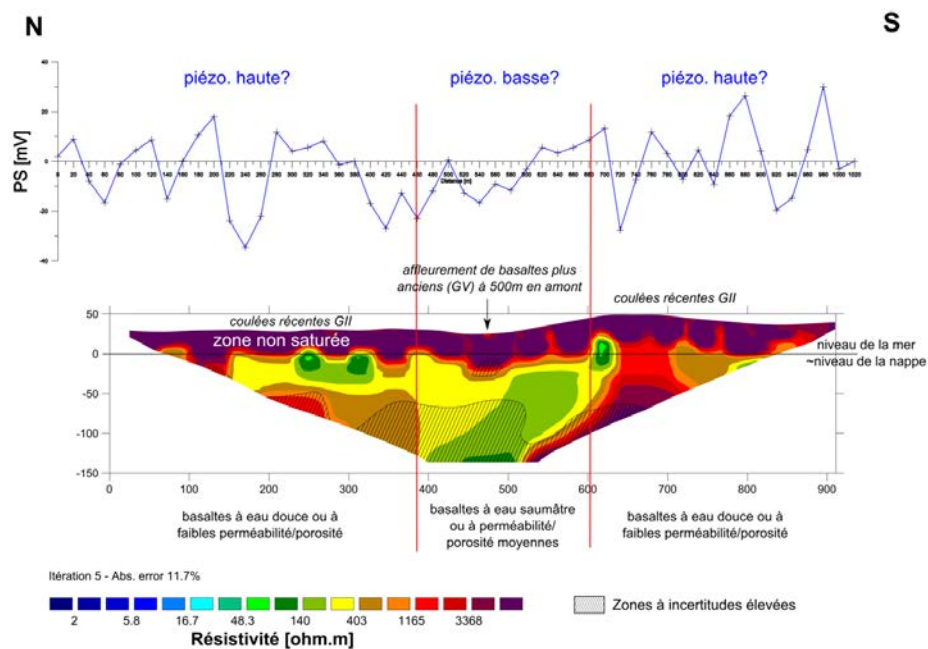


Illustration 38 : Coupe géophysique de Hahaya 2 parallèle à la côte

Ce profil suggère une forte hétérogénéité lithologique du milieu volcanique étudié (coulées fracturées, ou altérées au centre et plus fraîches et massives de part et d'autre) et/ou une géométrie complexe et digitée du biseau salé (compartiment à eau saumâtre au centre et à eau plus douces de part et d'autre).

Des mesures de polarisation spontanée ont également été réalisées le long du profil parallèle à la côte. Les valeurs mesurées affichent des anomalies négatives plus marquées au niveau du couloir conducteur du profil ERT. Les extrémités nord et sud du profil correspondant à des zones résistantes semblent être caractérisées par les valeurs PS assez variables mais dans l'ensemble, plus élevées qu'au centre. La mesure PS peut traduire l'épaisseur de la zone non saturée, indiquant ainsi la profondeur de la nappe ou la piézométrie. Cette piézométrie est contrôlée à la fois par les variations de perméabilité des terrains volcaniques et la disparité des recharges (infiltrations des eaux de pluie ou de ruissellement) au droit des différentes zones investiguées.

Les variations relativement faibles de la polarisation spontanée (< 40 mV) indiqueraient un niveau de nappe assez peu variable le long du profil, avec possiblement des zones d'infiltration préférentielle localisées.

Le couloir résistant localisé au sud du profil suggère une unité aquifère productive, qui serait lié à un chenal d'écoulement préférentiel. Cependant, le sondage électromagnétique réalisé au droit de ce couloir supposé résistant ne voit pas les mêmes résistivités en profondeur.

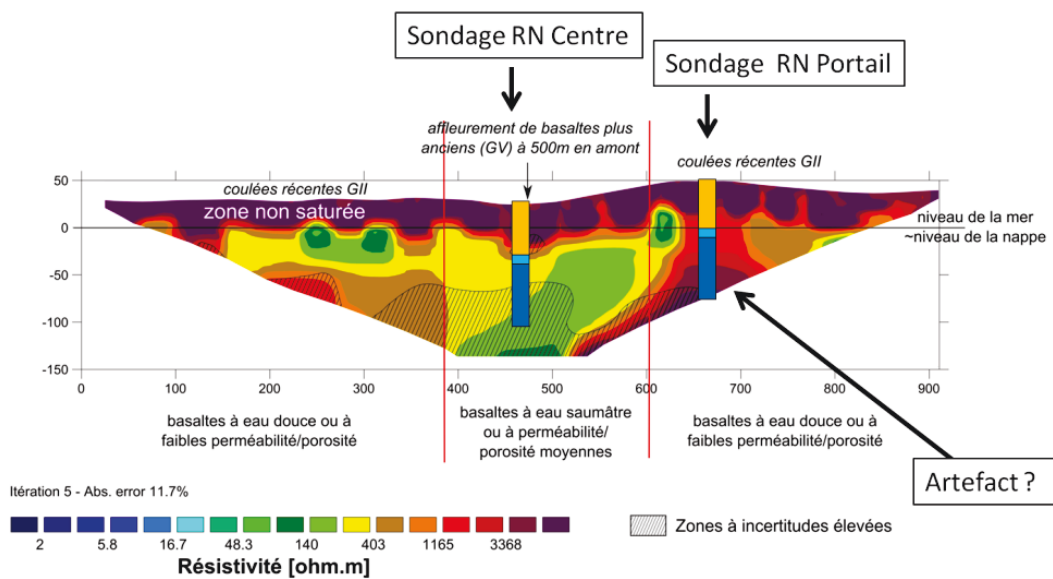


Illustration 39 : Interprétation croisée TDEM/ERT sur le profil parallèle à la côte de Hahaya

Ce résultat laisse penser à un artefact indiquant une anomalie résistante en profondeur au niveau de la mesure électrique. Par contre, le sondage électromagnétique réalisé au centre du profil confirme bien la géométrie des terrains vue par l'ERT. En effet, le sondage 1D fait état d'un premier terrain résistant [$\rho > 200 \Omega m$] correspondant aux basaltes non saturés et à la lentille d'eau douce, un deuxième terrain de résistivité intermédiaire [$\rho \approx 40 \Omega m$] correspondant à des basaltes imbibés d'eau saumâtre et enfin un terrain profond conducteur [$\rho < 10 \Omega m$] correspondant à l'eau de mer. Globalement, il apparaît que la mesure électromagnétique a tendance à sous-estimer les résistivités mesurées par l'ERT en raison de sa grande sensibilité vis-à-vis des milieux conducteurs.

- Le secteur d'Ouroveni

Le site d'Ouroveni se trouve au sud-est du Massif ancien du M'Badjini, qui se caractérise par un important degré d'altération. Le profil réalisé ici passe par le puits d'Ouroveni (ONU 17). L'ouvrage est exploité pour l'alimentation en eau potable du village d'Ouroveni. Il intercepte une nappe côtière faiblement minéralisée. Sa conductivité électrique est d'environ $400 \mu S/cm$.

Le profil géo-électrique réalisé ici chevauche les coulées anciennes K6 (unités du massif du M'Badjini) et l'unité supérieure des coulées récentes de type K4a correspondant à des coulées de lave avec des caractères de surface 'aa' et 'pahoehoe' conservés.

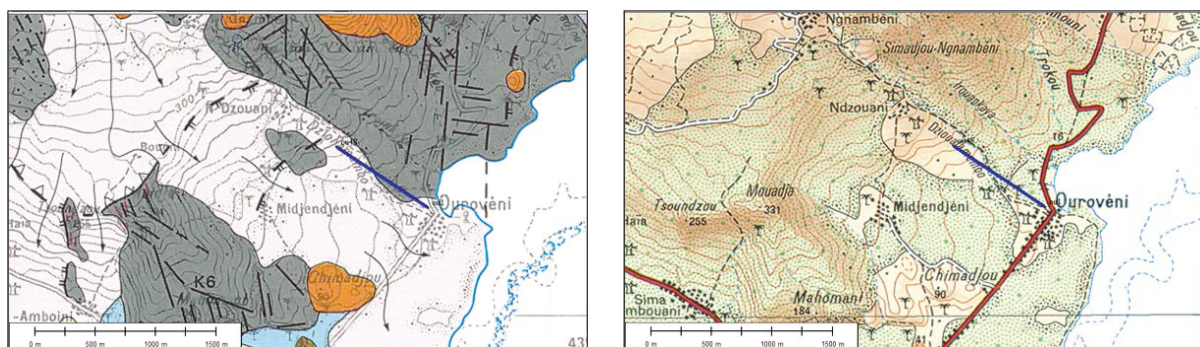


Illustration 40 : Contexte géologique et localisation du secteur d'Ouroveni (profil ERT en bleu)

Le puits d'Ouroveni se trouve à 400 m de la côte, à une altitude d'environ 20 m. Il atteint une profondeur totale de 13,5 m, avec un niveau piézométrique situé à 11,5 m de profondeur. Le gradient hydraulique calculé sur ce secteur est de 2,1 %. Cette valeur élevée s'explique par les perméabilités relativement faibles résultant de la profonde altération des terrains.



Illustration 41 : Puits ONU 17 (a) et une opération de mesure de la conductivité en rivière (b)

Malgré la proximité du littoral, la nappe côtière d'Ouroveni affiche la plus faible minéralisation enregistrée dans les eaux souterraines à l'échelle de l'île. Ce contexte particulier est lié au gradient hydraulique élevé qui induit un approfondissement du biseau salé au droit du puits. Cette inflexion de la limite de l'interface saline au niveau du puits est suspectée sur le profil géophysique.

La coupe géophysique obtenue montre la limite d'un horizon très conducteur profond ($\rho < 10 \text{ ohm.m}$) qui peut être lié à la présence d'eau de mer. Ce résultat brut atteste de la vulnérabilité de la ressource dans ce secteur, mais moindre que dans les massifs volcaniques plus récents (massifs de la Grille et du Karthala) du fait d'une épaisseur plus importante d'eau douce, résultant de plus faibles perméabilités dues à une altération plus longue et plus poussée. Le sondage électromagnétique fait apparaître également une importante épaisseur d'eau douce caractérisée par un compartiment faiblement conducteur [$\rho \approx 60 \text{ } \Omega\text{m}$].

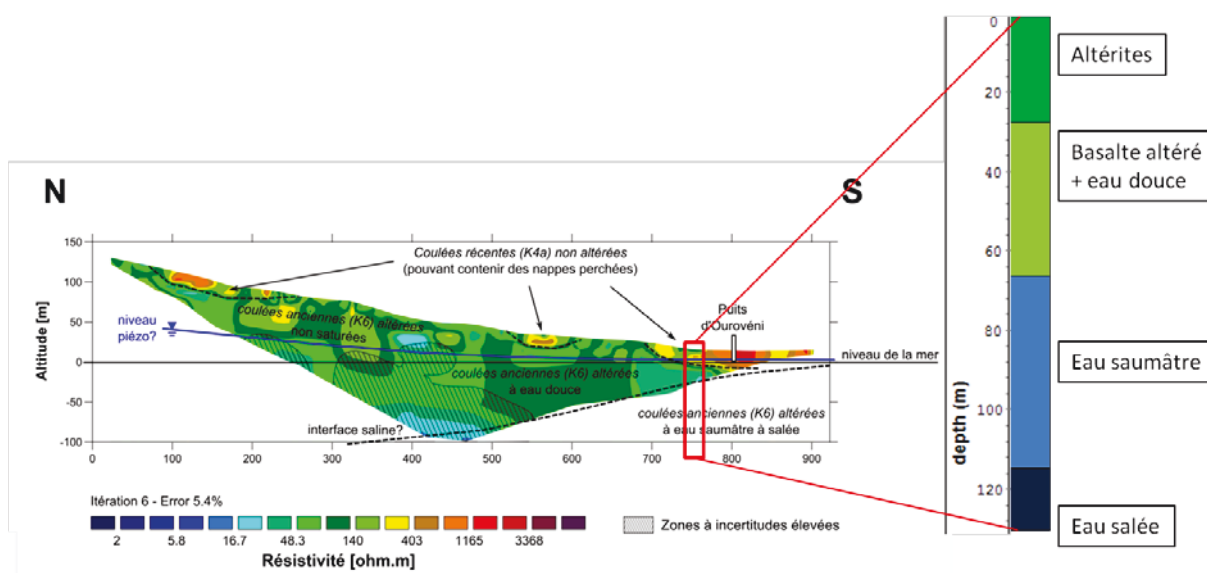


Illustration 42 : Coupe géophysique d'Ouroveni 1 (N vers S)

Les mesures de conductivité électrique affiche la même signature électrique pour l'eau de la nappe et la rivière du Dzioualamembo, alimentée saisonnièrement par la source de N'Gnambéni. Ces interactions entre l'eau de surface et l'eau souterraine laissent penser cependant que cette ressource reste vulnérable vis-à-vis des activités anthropiques susceptibles de contaminer l'eau de surface (ex : lessive dans le cours d'eau).

- Le secteur de Séléa/Nioumadzaha

Le site de Séléa-Nioumadzaha se trouve sur les planèzes ouest du Massif du Karthala. La partie sud du secteur (Nioumadzaha) est majoritairement recouverte par l'unité volcanique supérieure (K4a) constituée de coulées de lave récentes avec des caractères de surface « aa » et « pahoehoe » conservés. La zone nord (Séléa) est affectée par des coulées historiques non datées de type (K3), probablement antérieures au 19^{ème} siècle.

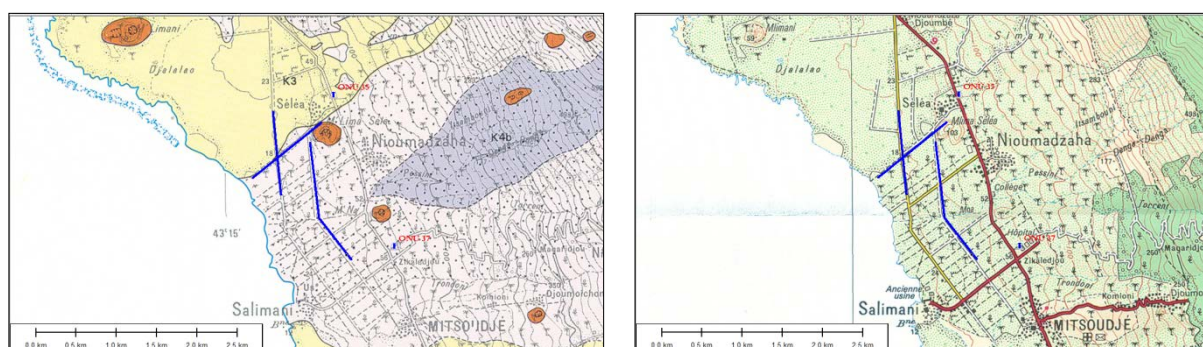


Illustration 43 : Contexte géologique et localisation du secteur de Nioumadzaha (profils ERT en bleu)

Deux puits ONU sont présents dans le secteur de Nioumadzaha. Il s'agit des puits ONU 35 et ONU 37. Les deux ouvrages de captage interceptent une nappe d'eau douce faiblement minéralisée, contenue dans un aquifère volcanique constitué d'une succession de coulées de basalte fissuré et scoriacé.

	Nom	ONU 35	ONU 37
	X UTM [m]	311592	312350
	Y UTM [m]	8696363	8694477
	Localité	Séléa	Mitsoudjé
	Distance à la mer [m]	1500	1200
	Profondeur totale [m]	48,3	49,7
	Profondeur Nappe/sol [m]	46,5	48
	Pénétration dans la nappe [m]	1,8	1,7
	Salinité moyenne [mg/L]	460	850
	Débit d'exploitation prévu [m ³ /h]	70	65

Table 6 : Caractéristiques des puits ONU 35 et ONU 37

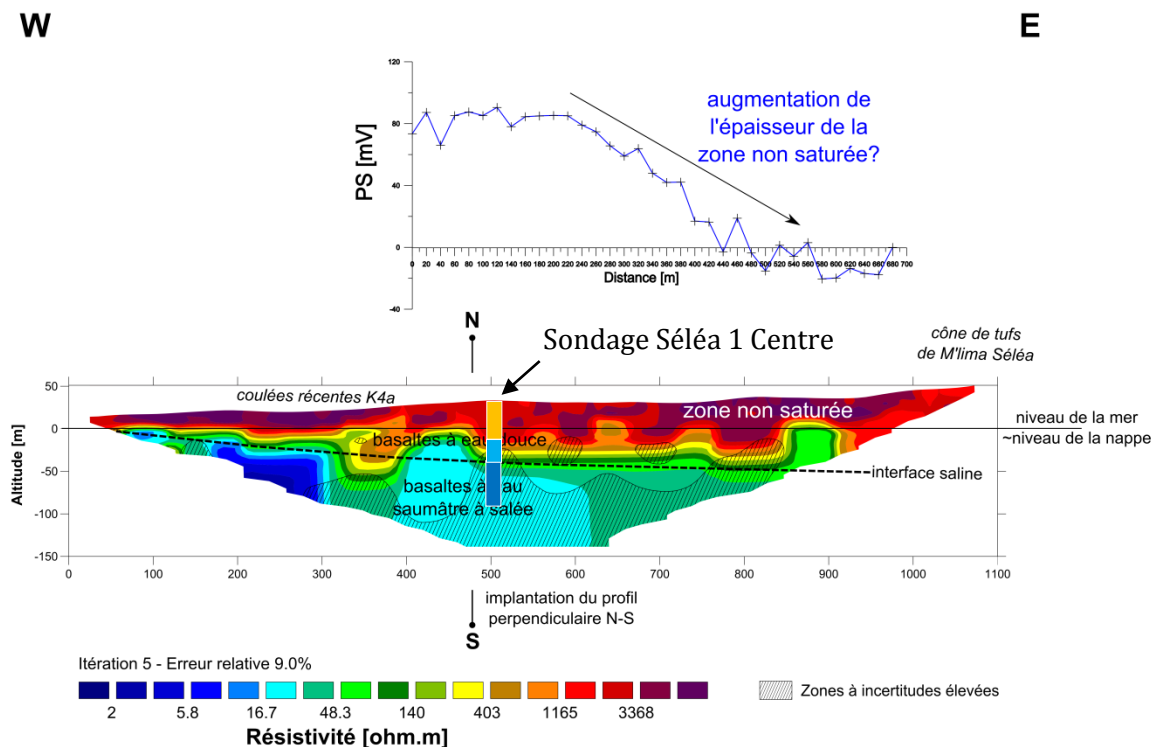


Illustration 44 : Coupe géophysique [ERT/PS] perpendiculaire à la côte de Séléa [W vers E]

Sur le profil Ouest-Est, le plongement des niveaux conducteurs en direction de l'Est est à rattacher à l'approfondissement du biseau salé (-50 m). Cet approfondissement de l'interface saline s'accompagne d'un épaissement des niveaux d'eau douce.

La polarisation spontanée indique des anomalies négatives sur le secteur Est. Ce signal décroissant avec l'altitude indique vraisemblablement un épaissement de la zone non saturée (+50 m) et confirmerait aussi l'approfondissement des niveaux conducteurs (le biseau salé). D'après ce profil W-E, la nappe d'eau douce atteint une vingtaine de mètres d'épaisseur à plus de 500 m de la côte.

Le sondage électromagnétique réalisé au centre de ce dispositif fait apparaître trois terrains. Un premier horizon résistant [$\rho \approx 200 \Omega\text{m}$] correspond aux basaltes non saturés ou partiellement imbibés d'eau douce. Le deuxième terrain est conducteur [$\rho \approx 10 \Omega\text{m}$]: il caractérise la présence d'une eau douce à saumâtre. Enfin, les terrains les plus profonds apparaissent comme très conducteurs [$\rho < 5 \Omega\text{m}$] et indiquent une invasion d'eau salée en provenance de la mer.

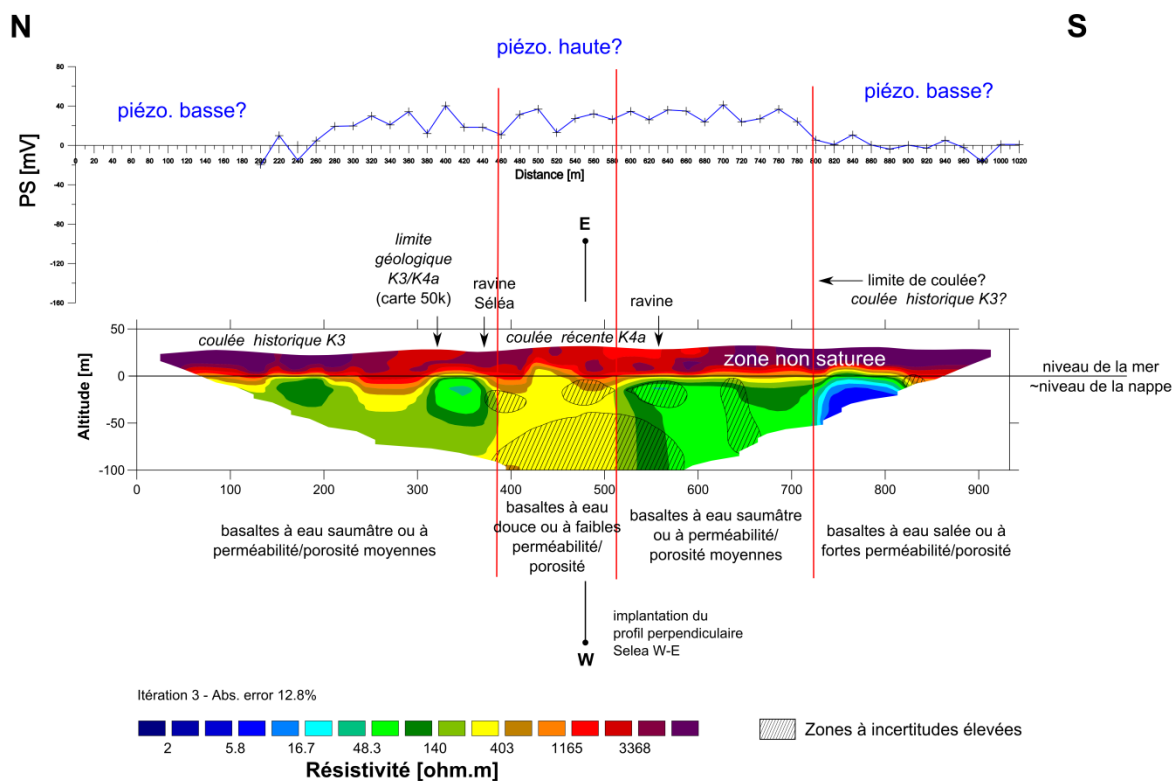


Illustration 45 : Coupe géophysique parallèle à la côte de Séléa [Nord vers Sud]

Le profil Nord-Sud parallèle à la côte fait apparaître une surface piézométrique proche du niveau de la mer. Le signal en polarisation spontanée reste assez stable (variation < 40 mV) et suggère des variations latérales relativement peu importantes de la surface piézométrique en zone côtière. Le profil N-S intercepte un compartiment résistant au centre (basaltes massifs et/ou à eau douce) bordé de part et d'autre par deux blocs conducteurs (basaltes plus fracturés/poreux et/ou imbibés d'eau saumâtre à salée).

Au niveau de la zone centrale correspondant à l'intersection des deux profils en croix, le profil orthogonal à la côte indique la présence de basaltes imbibés d'une eau saumâtre à salée, tandis que le profil sécant voit un compartiment plutôt résistant (basalte à eau douce). Ce constat peut s'expliquer par un effet 3D lié à la présence d'un paléo-chenal ou une paléo-vallée correspondant à l'ancien lit majeur de la ravine de Séléa. Ce phénomène a été illustré plus haut par le biais d'un modèle géo-électrique direct basé sur un schéma conceptuel du milieu étudié. Enfin, à ce même emplacement, le sondage électromagnétique confirme plutôt les mesures de l'ERT réalisées sur le profil Ouest-Est, indiquant la présence d'une eau douce à saumâtre.

Dans le secteur sud de Nioumadzaha, deux autres profils parallèles à la côte ont été réalisés. Les deux dispositifs se chevauchent sur une distance d'environ 300 m. Pour simplifier leur interprétation, les coupes obtenues sont fusionnées dans un seul profil d'environ 1600 m de longueur.

La coupe géophysique parallèle à la côte montre de façon franche la surface de la nappe côtière correspondant approximativement au niveau de la mer. Elle met en exergue l'existence de possibles indentations de l'intrusion marine (marquées par les variations importantes de résistivité au sein de la nappe). Cette indentation a pu être confirmée par l'analyse des sondages électromagnétiques réalisés sur chaque section géophysique.

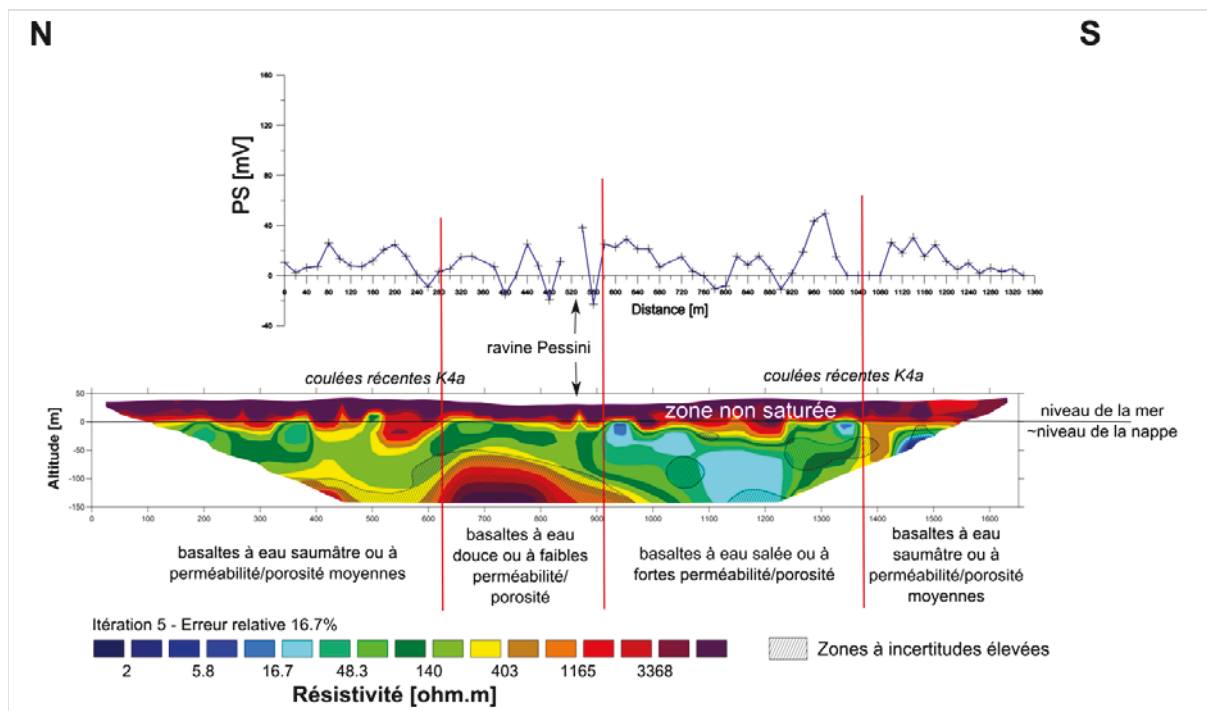


Illustration 46 : Coupe géophysique parallèle à la côte de Nioumadzaha (Nord vers Sud)

Le profil de polarisation spontanée montre un signal relativement régulier, avec une amplitude moyenne située autour de 40 mV. L'allure du signal est caractéristique du domaine littoral à topographie tabulaire où l'épaisseur de la zone non saturée reste globalement constante dans la direction parallèle à la côte.

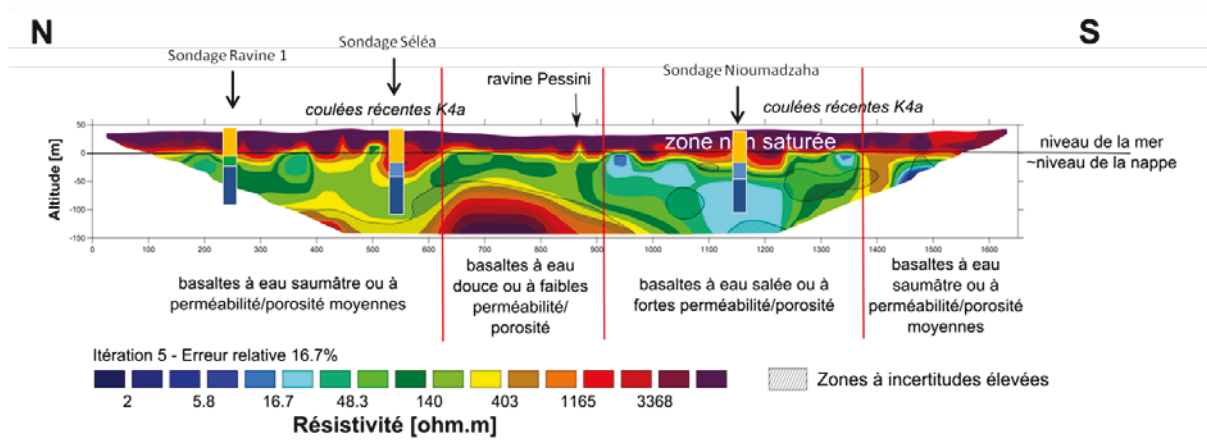


Illustration 47 : Sondages TDEM sur le profil parallèle à la côte de Nioumadzaha (Nord vers Sud)

Les sondages électromagnétiques confirment globalement l'information issue de la tomographie de résistivité électrique. Le sondage le plus au Nord du profil est réalisé au niveau d'une ravine sèche. Il fait apparaître successivement un terrain résistant [$\rho > 200 \Omega m$] correspondant aux basaltes non saturés et imbibés d'eau douce à leur base, un terrain conducteur [$\rho \approx 30 \Omega m$] associé à une eau douce à saumâtre et un terrain profond très conducteur [$\rho < 5 \Omega m$] lié au biseau salé. Les deux autres sondages [Séléa et Nioumadzaha] montrent des terrains agencés dans le même ordre, mise à part la présence d'une eau plus saumâtre dans l'horizon intermédiaire.

La densité des mesures réalisée dans ce secteur de l'île a permis de mieux caractériser les hétérogénéités latérales et de comprendre leur rôle sur la mise en place des écoulements souterrains. Les hypothèses avancées au regard des observations géophysiques peuvent être vérifiées au moyen de simulations numériques.

Ce dernier aspect a fait l'objet d'une communication orale à l'occasion du congrès international sur les intrusions marines (SWIM) qui s'est tenu à Husum (Allemagne) en juin 2014 (Partie 3.2.6).

Les résultats issus de ces campagnes géophysiques et hydrogéologiques sont synthétisés dans un chapitre d'ouvrage dont la parution est prévue en début d'année 2015 (Partie 3.2.7).

***3.1.6. Rôle des hétérogénéités latérales sur la dynamique
de l'intrusion marine (Actes de colloque - Conférence
SWIM 2014)***

The role of 3D volcanic structures on seawater intrusion in Grande Comore Island inferred from geophysical investigations and groundwater modelling

A. Bourhane¹, J-C. Comte², J-L. Join¹ and T. Mara³

¹Laboratory Geosciences Reunion, UMR 7154 - IPGP, University of Reunion Island, France

²Groundwater Research Group, S.P.A.C.E., Queen's University Belfast, Northern Ireland

³Laboratoire de Physique et Ingénierie Mathématique pour l'Énergie et l'Environnement - University of Reunion Island, France

ABSTRACT

Grande Comore Island is located at the Northern end of the Mozambique Channel in the Southwestern Indian Ocean. Groundwater is the only safe water resource for drinking, but only one third of the population have access to this resource. Due to the steep slopes of this high and still active volcanic island, all existing wells are drilled in the coastal zone within 3 km from the shoreline and can reach up to more than 100m deep. Among them, only one third provide groundwater of acceptable salinity for drinking (less than 1 g/L), one third provide water of salinity comprised between 1 and 3 g/L, and the remaining third is generally disused due to salinities higher than 3 g/L. The development of groundwater in Grande Comore requires an improved understanding of the coastal volcanic aquifers, quantitatively and qualitatively. This work applies an integrated hydrogeological approach aiming at improving both the conceptual understanding of Grande Comore volcanic aquifers and the dynamics of seawater intrusion. This approach included (1) a review of the current hydrogeological knowledge regarding the structure, properties and conceptualisation of the island's volcanic aquifers, (2) the spatial characterisation of both aquifer structures and seawater intrusion in coastal areas, through the implementation of geophysical surveys comprising electrical resistivity tomography (ERT) and time-domain electromagnetic (TDEM) and (3) the quantification of the impact of typical volcanic heterogeneities on coastal groundwater salinity through numerical groundwater modelling. The simulations confirm the strong controls exerted by volcanic structures on saline intrusion dynamics as observed from geophysical investigations, in particular the presence of paleo-valleys filled by lava flows of contrasted hydrogeological properties.

INTRODUCTION

The Comoros volcanic archipelago is located midway between the west coast Madagascar and the African east coast, at the northern extremity of the Mozambique Channel, between Lat. S 11-13° and Long. N 43-46°. It covers a total area of 2033 km² including four main islands. The westernmost island of Grande Comore is geologically the most recent [most of the rocks have less than 1 Ma], the largest [1024 km²] and the highest [2361 m]. The volcanism is still active at the Karthala Volcano [2361 m]. The island is mainly composed of two recent shield volcanoes of dominant basaltic type: (1) the massif of La Grille [1087 m], which covers the northern half part of the island, is of intermediate age [Middle Pleistocene], with a morphology characterised by gentle slopes and scattered by several cinder cones; (2) the massif of the Karthala, which covers a surface of about two thirds of the island in its centre, is an active shield volcano [Quaternary] characterized by a near-absence of weathering.

This work is aiming to understand and simulate the role of structural heterogeneities on the seawater intrusion dynamics in the recent volcanic aquifers. Geophysical methods are used for imaging the salt wedge geometry and numerical simulations allowed understanding the relations between geological structures and saltwater intrusion extension.

HYDROGEOLOGICAL SETTING

The Comoros archipelago has a humid tropical climate, including a hot and wet season and a cool and dry season. The annual rainfall varies from less than 1.5 m in the north-east up to more than 5 m in the south-west of the island (western flank of the Karthala). Runoff is very low (estimated annually at 5% of rainfall) and there are no permanent rivers.

The renewable annual groundwater volume of Grande Comore is estimated between 0.5 and 2 billion (10^9) cubic meters, resulting from an effective rainfall infiltration estimated between 57% and 63% of the annual rainfall. The combined annual abstraction of the currently 11 operating wells (out of the 55 existing) can be estimated at about 7 millions of m^3 , which constitutes only 0.4 to 1.4% of the renewable annual groundwater resource. However, two thirds of the Island's water wells are naturally contaminated by saltwater concentrations higher than 1g/L.

In the coastal zone, the hydrodynamic properties of the basal aquifer, display exceptionally high values of transmissivities, hydraulic conductivities, diffusivities and well productivities. Most of the results, however, would not be representative of the most recent and highly productive units, where it is difficult to obtain significant drawdowns required for a reliable interpretation of the pumping tests. Aquifer storativities reflect unconfined to semi-confined conditions. Aquifers hydrodispersive properties that control solute transport, such as salt water, are not known. The high aquifer diffusivities result in both a low attenuation and a short time-lag of the tidal signal, which enhance the seawater encroachment, further exacerbated by a large tidal range [up to 3 m].

METHODS

A review of the available literature provided the current status of knowledge about the Grande Comore hydrogeological settings. Then, multi-techniques ground geophysical investigations carried out in 3 coastal zones enabled imaging the complexity of the geometry of the seawater interface in Grande Comore. These methods included Time Domain Electro-Magnetics [TDEM] soundings and Electrical Resistivity Tomography [ERT] profiles. These 2D measurements were taken with the Wenner-Schlumberger array, which has a relatively good signal/noise ratio (Dahlin and Zhou 2004) and is sufficiently sensitive to the geometrical features of seawater interface in coastal groundwater (Comte et al., 2010). Finally, a 3D numerical model using the code SEAWAT (Guo and Langevin 2002) was applied to investigate the theoretical effects of local aquifer heterogeneities associated to typical various volcanic structures on the patterns of seawater intrusion in the basal aquifer.

RESULTS

Geophysical investigations

The littoral domain in the most recent volcanic rock is characterized by variable resistivities resulting from both different lithologies and degree of seawater intrusion. On the flanks of the

recent Karthala volcano, at shallow depths, the unsaturated basalts and the fresh groundwater are characterised by very high resistivities ($>1000 \Omega.m$ and $100-1000 \Omega.m$, resp.). At greater depths, the presence of saline/brackish groundwater results in very low resistivities ($<100 \Omega.m$ for brackish water and $<10 \Omega.m$ for salt water). On transects normal to the coast (Figure 1a), the interface between fresh and saline groundwater displays a very low dipping angle towards the island resulting from low hydraulic gradients and high permeabilities. In such recent volcanic areas, this low dipping angle of the seawater interface explains the apparent wide transition zone between saline and fresh groundwater and the occurrence of high degrees of salinities at relatively large distances from the sea. Transects parallel to the coast (Figure 1b) reveal large resistivity variations in the saturated zone (about 10 to $500 \Omega.m$), which suggests large variations of permeability, porosity and/or salinity associated to possible preferential flows resulting from the depositional structure of lava flows.

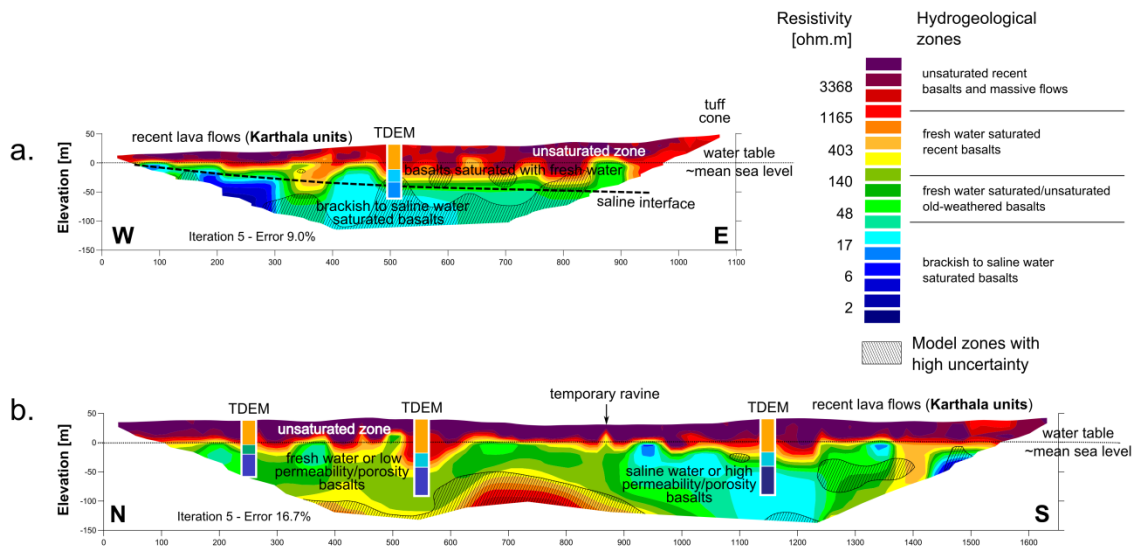


Figure 1 : Typology of the basal volcanic aquifers in Grande Comore interpreted from combining ERT and TDEM results – (a) section normal to the coast; (b) section parallel to the coast.

Theoretical simulation of the role of 3D volcanic structures on saline intrusion

The model hydrogeologic parameters and boundary conditions applied are representative of the youngest volcanic units of the Karthala volcano in Grande Comore. The homogeneous model ($K_h=10^{-3} m/s$; $K_v=10^{-4} m/s$) results in a smooth and regular transition zone between fresh and saline water displaying a low dipping angle towards the island (Figure 2a). The thickness of freshwater lying on transition levels reaches about 30m below sea level at 1.2 km from the shoreline, and about 75 m at 5 km. The local presence of a paleo-valley infilled with a massive, low permeability isotropic lava flow ($K_h=K_v=10^{-5} m/s$) results in a deepening of the transition zone beneath the paleo-valley, where freshwater thickness appears almost double ($\sim 50 m$) at 1.2 km from the shoreline (Figure 2b). In contrast, the local presence of a paleo-valley infilled with a high permeability isotropic lava flow ($K_h=K_v=10^{-2} m/s$) results in the thinning of the freshwater levels, which disappear on a distance from the coast up to 2 km, particularly on the borders of the paleo-valley (Figure 2c). The width of the transition zone along the coast appears also significantly increased. Given the large diversity of volcanic units expected in young volcanic environment such as in Grande Comore, those theoretical simulations confirms the significant lateral variation of salinities observed in water wells along the coast in both La Grille

and Karthala recent volcanoes. Those simulations support the hypothesis that local structures can strongly impact the seawater intrusion at the local/field scale.

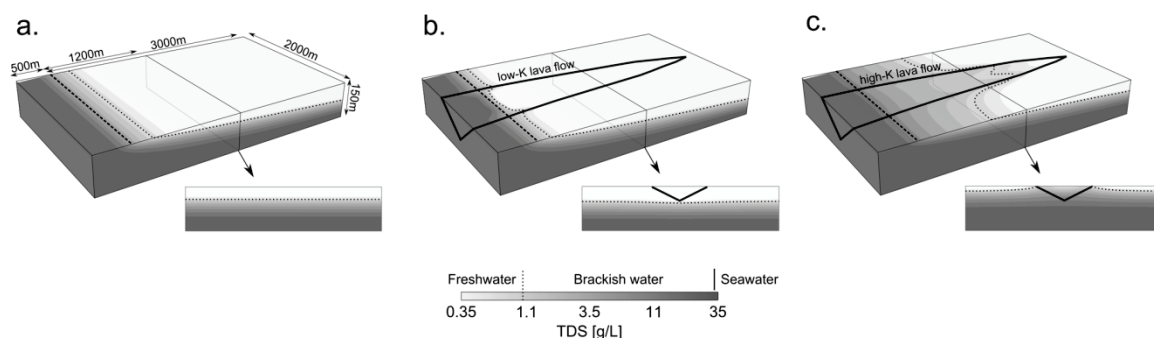


Figure 2 : Role of local heterogeneities on seawater intrusion in the coastal zone: (a) homogeneous model; (b) palaeovalley infilled with lower permeability (K) lava flow; (c) palaeovalley infilled with higher permeability lava flow. The top face is at mean sea level elevation. Dashed line is the coastline and dotted line is the contour 1 g/L corresponding to the WHO (2003) max salinity standard for drinking water. Vertical exaggeration x3.

DISCUSSION AND CONCLUSIONS

Strong hydrogeological heterogeneities have been observed in the recent volcanic aquifers. Geophysical results revealed a large diversity of geological heterogeneities and salinity variability in the coastal areas. Those areas are where all the water wells are located which is the result of the technical and economical difficulties for drilling boreholes in other areas where elevations are high and the water table is very deep. Groundwater modelling confirms that in the coastal zone the presence of channels of recent high-permeability lava flows enhances the saline invasion, while the presence of lower permeability lava flows tends to maintain the saline interface deeper. These findings reveal a potential for further developing the aquifers of the coastal zone of Grande Comore, where the knowledge of the geological structures appears crucial for accessing groundwater of acceptable salinity.

REFERENCES

- Comte J-C, Banton O, Join J-L, and Cabioch G (2010) Evaluation of effective groundwater recharge of freshwater lens in small islands by the combined modeling of geoelectrical data and water heads. *Water Resour Res* 46:n/a–n/a. doi: 10.1029/2009WR008058
- Dahlin T, and Zhou B (2004) A numerical comparison of 2D resistivity imaging with 10 electrode arrays. *Geophys Prospect* 52:379–398. doi: 10.1111/j.1365-2478.2004.00423.x
- Guo W, and Langevin CD (2002) A Computer Program for Simulation of Three-Dimensional Variable-Density Ground-Water Flow. Tech. Water-Resour. Investig. Book 6 Chapter A7 77 P
- WHO (2003) Total dissolved solids in drinking-water. Background document for preparation of WHO Guidelines for drinking-water quality. (WHO/SDE/WSH/03.04/16). World Health Organization, Geneva

Contact Information: Anli Bourhane, Laboratory Geosciences Reunion (LGSR) – IPGP UMR 7154 – University of Reunion Island - 15, Avenue René Cassin - CS 92003 - 97 715 Saint Denis – France - Phone: +262(262) 938208 - Fax: +262(262) 938266 - Email: anli.bourhane@univ-reunion.fr

3.1.7. Prospection de la ressource en eau souterraine en milieu volcanique récent (Chapitre d'ouvrage, éditions Springer)

Groundwater prospection in Grande Comore Island - Joint contribution of geophysical methods, hydrogeological time-series analysis and groundwater modelling

Bourhane Anli^a, Comte Jean-Christophe^{b,c}, Join Jean-Lambert^a, Ibrahim Kassim^d

^aLaboratory Geosciences Reunion (LGSR) – IGP UMR 7154 – University of La Reunion, France

^bQueen's University Belfast – Groundwater Research Group – EERC – SPACE, Northern Ireland, UK

^cSchool of Geosciences – University of Aberdeen, Scotland, UK

^dFaculty of Sciences and Techniques – University of the Comoros, Union of the Comoros

Corresponding author: Anli Bourhane – Phone: +262(693)022054 - e-mail: anli.bourhane@univ-reunion.fr

Abstract

In Grande Comore Island, groundwater is the only safe water resource for drinking but only one third of the population have access to this resource. All existing wells are drilled in the volcanic aquifers of the coastal zone. Among them, about one third provide groundwater of acceptable salinity (less than 1 g/L), one third provide water of salinity comprised between 1 and 3 g/L, and the remaining third is generally disused due to salinities higher than 3 g/L. To date, inland groundwater resources have been largely overlooked. The development of groundwater in Grande Comore requires an improved understanding of the complex young volcanic aquifers, quantitatively and qualitatively. This work applies an integrated hydrogeological methodology aiming at improving the conceptual understanding of Grande Comore volcanic aquifers in both coastal and inland areas, and proposing a robust approach for prospecting and managing the groundwater resources. This methodology comprised (1) a review of the current hydrogeological knowledge regarding the structure, properties and conceptualisation of the volcanic aquifers, (2) the spatial characterisation of both aquifer structures and seawater intrusion in coastal areas, through the implementation of geophysical surveys comprising electrical resistivity tomography (ERT) and time-domain electromagnetic soundings (TDEM), (3) the characterisation of coastal groundwater dynamics through the acquisition of high temporal resolution heads and salinity measurements in three wells from contrasted hydrogeological settings, (4) the quantification of the impact of volcanic heterogeneity on coastal groundwater salinity through numerical groundwater modelling and (5) the exploration of the poorly known inland aquifers through the interpretation of ERT and TDEM investigations together with a discussion of the hydrogeological analogy with the better known volcanic island of La Reunion. Results reveal a strong potential for both further developing coastal aquifers and initiating the prospection of inland aquifers, and provide methods for improving the management of existing groundwater infrastructures.

Introduction

In Grande Comore, the most populated island of the Comoros archipelago (around 382 070 inhabitants in 2010), water access is a major issue affecting the whole territory. More than half of the population is concentrated in coastal areas, at less than 5 km from the shoreline. Currently, coastal wells supply 20 localities representing about 35% of the island's population (Mohamed and Othman 2006). About 65% of the population do not have a permanent access to groundwater and still use complementary rainwater collected from houses roofs in domestic tanks. Rainwater however is only sufficient during the wet season. During the dry season

(generally from May to September), the water use is rationed, particularly in families living in the north-east and the south-east of the island where the dry period is longer.

More than 30% of groundwater hydraulic facilities are contaminated by relatively high concentrations of saltwater [total dissolved solids TDS >3 g/L] and are consequently disused by local populations. Only 15 wells among 54 existing wells provide a water of suitable quality for drinking. Due to those exceptional hydrogeological conditions, the local drinkable water salinity guideline (often expressed in TDS) is usually taken at 3 g/L in Grande Comore Island, instead of 1 g/L as recommended by the World Health Organisation [WHO] standards (WHO, 2003). This local guideline value is based essentially on tastes considerations by the population and corresponds approximately to 5 mS/cm in water electrical conductivity. Wells with higher salinity are commonly still used for the irrigation, livestock drinking or washing.

In this work, an integrated hydrogeological methodology is applied in the aim at advancing the conceptual understanding of Grande Comore volcanic aquifers in both coastal and inland areas, and proposing a robust approach for prospecting and managing the groundwater resources.

Methodology

A review of the available literature provided the current status of knowledge about the Grande Comore hydrogeological settings. Then, multi-techniques ground geophysical investigations carried out in 3 coastal zones enabled imaging the complexity of the geometry of the seawater interface in Grande Comore. These methods included Time Domain Electro-Magnetics [TDEM] soundings and Electrical Resistivity Tomography [ERT] profiles. Secondly, a hydrogeological time series analysis is performed using dataloggers recordings from three coastal wells for understand the impact of the tidal fluctuations on the groundwater. Finally, a 3D numerical model using the code SEAWAT (Guo and Langevin 2002) was applied to investigate the theoretical effects of local aquifer heterogeneities associated to typical various volcanic structures on the patterns of seawater intrusion in the basal aquifer.

a) Geophysical investigations

Electrical and electromagnetic methods are particularly adapted for studying the geological heterogeneities and salinity contrasts in both volcanic and coastal aquifers (e.g., Albouy et al., (2001); Revil et al., (2012)). On Grande Comore Island, geophysical investigations were performed in 3 coastal and 2 altitude zones and included Electrical Resistivity Tomography [ERT] and Time Domain Electro-Magnetics [TDEM] soundings. Those techniques are sensitive to the geological properties (such as the clay content), and hydrogeological variables (such as the water saturation and salinity) and have the ability to provide information with a much higher spatial resolution than hydrological measurements carried out at defined location (Huisman et al. 2004).

ERT. This technique provides a 2D or 3D continuous characterization of subsurface electrical resistivity (Griffiths et al., 1990; Dahlin, 1993). 10 ERT profiles were carried out using an ABEM Lund System using up to 64 electrodes at 20 m-spacing distributed on a maximum of 8 cables and a maximum AB spacing of 1260 m, which resulted to a maximum depth of investigation of about 315m. 2D measurements were taken with the Wenner-Schlumberger array, which has a relatively good signal/noise ratio (Dahlin and Zhou 2004) and is sufficiently sensitive to the geometrical features of seawater interface in coastal groundwater (Comte, 2008; Comte et al., 2010). Measured resistivities were inverted using the 2D code RES2DINV v3.55 (Loke 2006) using the robust L1-norm method with incorporation of the topography.

TDEM. This technique is commonly used in hydrogeological and environmental investigations (Danielsen et al. 2003), including in volcanic islands contexts (Descloitres, 1998; Boubekraoui et al., 1998). 15 TDEM soundings with 50 m-side square loops were used in a coincident array (transmitter loop = receiver loop). The investigation depths varied between 25

and 75 m depending on the geoelectrical properties of each site. Sounding were inverted using the 1D inversion code TEM Res. v8 (AEMR, 2012).

b) Time series analysis

On Grande Comore Island, three study sites were monitored using tidal gauges and automatic dataloggers installed in the wells at different periods both monitoring groundwater hydraulic head, electrical conductivity (later converted to salinity) and temperature with a constant time step of 30mn. Measured hydraulic heads were corrected from the variations of the atmospheric pressure using a complementary barometric logger.

c) Groundwater modelling

The numerical code SEAWAT-2000 (Guo and Langevin 2002) integrated to the interface Visual MODFLOW (Schlumberger Water Services) was applied to simulate in 3D the groundwater flow and seawater intrusion for 4 theoretical volcanic aquifers models. SEAWAT uses the finite-difference approach to solve for variable-density groundwater flow resulting from freshwater/seawater interactions in porous media. The 3D rectangular models had 92000 rectangular cells with a total length of 5 km perpendicular to the coastline (500 m in the sea and 4.5 km inland), a total width of 2 km parallel to the coastline and a max depth of 300 m below the mean sea level. Models were run in transient mode with stationary boundary conditions until reaching pseudo-steady state conditions, i.e. until spatiotemporal stabilisation of groundwater heads and salt concentrations.

General settings of Grande Comore

a) Climate and hydrology

The Comoros archipelago has a humid tropical climate, including two seasons: a hot and wet season from October to April and a cool and dry season from May to September. The annual rainfall varies from less than 1.5 m in the north-east up to more than 4 m in the south-west of the island (western flank of the Karthala volcano). The latter is attributed to the combination of dominant western winds (Kashikazi from the NW and Kusi from the SW) with the orogenic effect of the Mount Karthala during the austral summer. Despite a high rainfall, the runoff is very low (estimated annually at 5% of rainfall; Marini, 1990) and there are no permanent rivers. This low runoff is explained by a high infiltration rate supported by the high permeability of the subsoil resulting from the dense and wide fracturing of the lava flows, and the presence of lava tubes, caves or scoria layers regularly intercalated between lava flow units.

b) Geology

The Comoros volcanic archipelago is located midway between the west coast Madagascar and the African east coast, at the northern extremity of the Mozambique Channel, between Lat. S 11-13° and Long. N 43-46°. It covers a total area of 2033 km² including four main islands, in line with an approximate SE-NW younging volcanic trend. The three western islands belong to the Union of the Comoros of which the westernmost island of Grande Comore is geologically the most recent [most of the rocks have less than 1 Ma], the largest [1024 km²] and the highest [2361 m]. The volcanism is still active at the Karthala Volcano [2361 m]. The island is composed of three main shield volcanoes of dominant basaltic type (Bachelery and Coudray 1993): (1) the massif of the M'Badjini [743 m], which covers a limited area at the south-east of the island, is the oldest [Miocene] and is characterised by both its high density of fracturing and its alteration, the latter reflected by erased 'aa' and 'pahoehoe' lava flows surface features and deep ferralitic weathering; (2) the massif of La Grille [1087 m], which covers the northern half part of the island, is of intermediate age [Middle Pleistocene], and is less weathered with a morphology

characterised by gentle slopes and scattered by several cinder cones; (3) the massif of the Karthala, which covers a surface of about two thirds of the island in its centre, is an active shield volcano [Quaternary] that recorded several activity phases during the last century and is morphologically characterised by the presence of two rifts zones on both sides of interlocked calderas series.

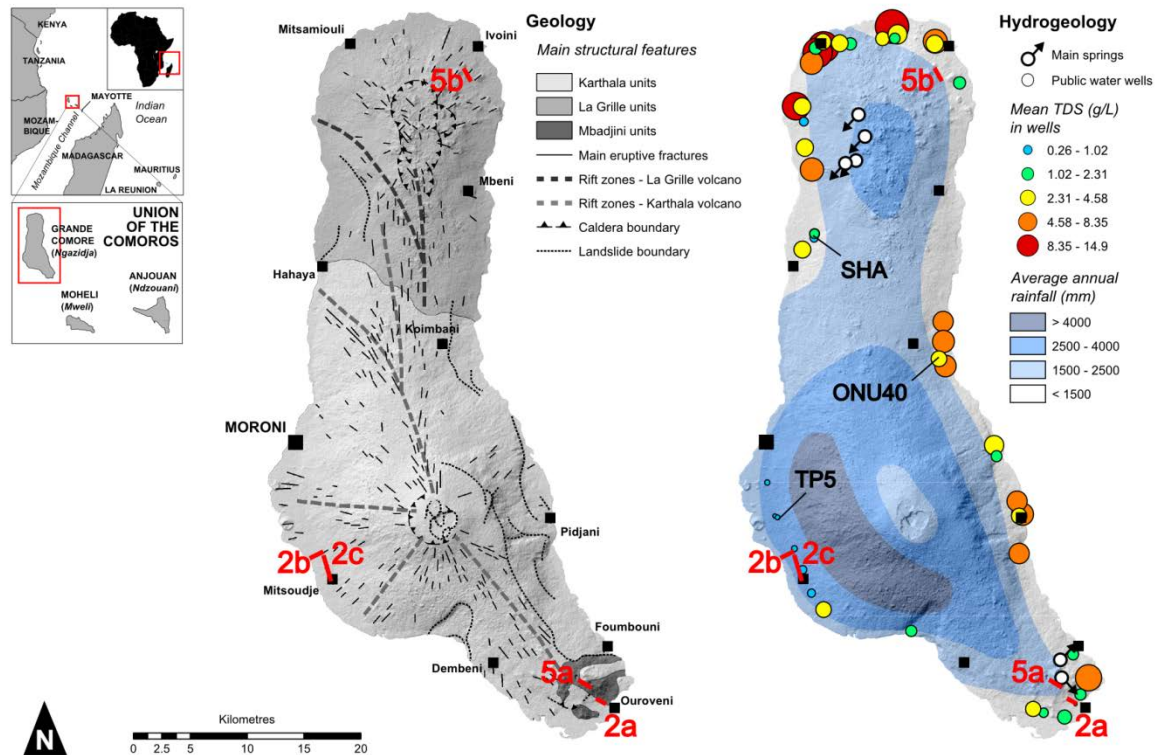


Figure 4.3 : Physical setting of Grande Comore Island (Ngazidja), in the Mozambique Channel – Main geological, hydrogeological and hydroclimatic features (modified from Battistini and V  rin (1984), UNDP (1987), Bachelery and Coudray (1993)). The geophysical surveys presented in Figure 2 (2a, 2b, 2c) and Figure 5 (5a, 5b) as well as studied wells SHA, TP5 and ONU40 are located.

c) Hydrogeology

Seawater intrusion in coastal aquifers and challenges of prospecting and managing the groundwater resources in young volcanic islands

Groundwater salinisation caused by seawater intrusion is a major cause of degradation of water quality in the world (Meybeck and Helmer, 1989; Vengosh, 2003). This phenomenon is particularly problematic in volcanic islands where freshwater resources are found in limited quantities. The insular freshwater lens is in contact with seawater and this theoretical interface is controlled by a hydrodynamic balance according the Ghyben-Herzberg principle (Ghyben, 1888; Herzberg, 1901). In a global context of climate change and sea level rise, insular groundwater resources become increasingly affected by seawater intrusion (Bates et al. 2008).

In young volcanic islands, because of the dominant fracture porosity, basaltic lava flows constitute aquifer units of exceptionally high permeability. This results in very low groundwater hydraulic gradients, typically 1‰, and in a very thin fresh water lens lying on a saltwater edge throughout a wide and shallow mixing zone, which deepens inland with a gentle slope of

typically 2 to 5% (Join 1991). Geologically, coastal volcanic aquifer units are typically composed of an accumulation of elongated and narrow basaltic flows with low dipping angles seaward. Inland, a staged and channelled aquifer system overlays a deep and thick saturated zone called the basal aquifer. The basal aquifer is generally well known only in the coastal fringe, up to a distance of approximately 2 km from the shoreline (Coudray et al. 1990). Beyond this distance, borehole information is scarce due to the high topography requiring deep and expensive boreholes. Recent lava flows units commonly have a high porosity and an anisotropic hydraulic behaviour due to preferential water flow in scoria beds or lava tubes. Thin tuff palaeo-soils and clastic deposits in old valley (alluviums, lahars) are the only potentially occurring impermeable layers. The high degree of geological heterogeneity is responsible for complex marine contamination patterns.

Quantifying the groundwater resources through the implementation of pumping tests on the wells is very challenging in recent volcanic environments because: (1) due to the very high aquifer permeabilities (and, in Grande Comore, because of also both the large diameter of traditional wells and the technical characteristics of the pumping equipment), it is difficult to generate significant water table drawdowns; and (2) the high risk of seawater invasion caused by pumping. The application of alternative and multidisciplinary approaches is required to overcome the limitations and uncertainties of traditional investigation methods implemented individually and/or on limited sample points.

This study proposes to assess the impact of natural settings and anthropogenic influence on volcanic groundwater quantity and quality exemplified by the case of Grande Comore Island. An integrated investigation approach is applied, including (1) a review of both the existing hydrogeological knowledge of Grande Comore and the generic conceptual model of young volcanic island aquifers, (2) the hydrostructural interpretation of ground geophysical investigations (resistivity imaging and electromagnetic soundings), (3) the analysis of time-series of groundwater heads and salinity with regards to oceanic, geologic and abstraction conditions, and (4) the application of a theoretical numerical model to confirm the impact of typical heterogeneities and recharge conditions on seawater intrusion.

Current status of hydrogeological knowledge and gaps

The renewable annual groundwater volume of Grande Comore is estimated between 0.5 and 2 billion (10^9) cubic meters (Marini, 1990; Ragot, 2007; Mohamed, 2012). This large renewable volume would result from a high rate of effective infiltration, estimated according to different authors between 57% and 63% of the annual rainfall (Boinali, 1982; Marini, 1990; Ibrahim, 2009). The combined annual abstraction of the currently 11 operating wells (out of the 54 existing) can be estimated at about 7 millions of m^3 (Ragot 2007), which constitutes only 0.4 to 1.4% of the renewable annual groundwater resource.

In the coastal zone, the hydrodynamic properties of the basal aquifer have been provided by pumping tests carried on a number of the UNDP wells by Marini (1990). Obtained parameters display exceptionally high values of transmissivities, hydraulic conductivities, diffusivities and well productivities (Table 4.7). Most of the results, however, would not be representative of the most recent and highly productive units, where it is difficult to obtain significant drawdowns required for a reliable interpretation of the pumping tests. Aquifer storativities appear relatively low reflecting unconfined to semi-confined conditions. Those properties remain comparable with those of the recent volcanic aquifers of La Reunion (Massari, 1990 ; Join, 1991 ; Join et al., 1988 ; Folio, 2001). Aquifers hydrodispersive properties that control solute transport, such as salt water, are not known.

The lowest productivities are found in the southern part of the island (Massif of M'Badjini), where appreciable drawdowns can be observed during pumping tests, providing between 3 and 20 m^3/h . Those wells are poorly influenced by tidal fluctuations and provide fresh to slightly brackish groundwater. In contrast, the recent volcanic units of La Grille and Karthala generally

display much higher productivities but their exploitation is limited by the pump capacities and the vulnerability to marine salinisation. The high aquifer diffusivities result in both a low attenuation and a short time-lag of the tidal signal, which enhance the seawater encroachment, further exacerbated by a large tidal range [up to 3 m].

Table 4.7 : Well and aquifer hydrodynamic properties of the basal aquifer in the costal zone of Grande Comore (after Marini, 1990; Ibrahim, 2009) and comparison with typical properties in La Reunion volcanic aquifers (from Massari, 1990; Join, 1991; Join et al., 1988; Folio, 2001)

Parameter	Range Grande Comore	Range La Reunion
Transmissivity [m^2/s]	$1.0 \cdot 10^{-2} - 3.0 \cdot 10^{-1}$	$1.0 \cdot 10^{-3} - 2.8 \cdot 10^{-1}$
Hydraulic conductivity* [m/s]	$1.6 \cdot 10^{-3} - 2.7 \cdot 10^{-1}$	$1.0 \cdot 10^{-7} - 2.0 \cdot 10^{-2}$
Secure production yield** [m^3/h]	10 – 165	80 - 200
Specific yield [m^2/s]	$2.8 \cdot 10^{-3} - 1.8 \cdot 10^{-2}$	$1.0 \cdot 10^{-3} - 6.0 \cdot 10^{-1}$
Storativity [-]	$2.2 \cdot 10^{-5} - 1.0 \cdot 10^{-2}$	$1.0 \cdot 10^{-4} - 1.4 \cdot 10^{-3}$
Diffusivity [m^2/s]	19 – 896	5 - 200

* estimated from the mean water column in each well

** well yield per meter of drawdown

Water table elevations, close to the sea level everywhere in the coastal zone, are not known accurately because of (i) the absence of accurate measurement of well elevations and (ii) the influence of tidal fluctuations. They have been estimated indirectly inland by geophysical surveys (VES by UNDP (1987); CSAMT by Savin et al. (2001) and ERT by Join et al. (2013)).

In terms of water quality, currently only 11 wells among 54 existing wells provide groundwater with a suitable salinity for drinking (i.e., $\text{TDS} < 1 \text{ g/L}$). Water physico-chemical analyses by SCP (2009) confirmed both the widespread saline contamination of groundwater at public fountains and the bacteriological contamination of rainwater domestic tanks, while the Moroni distribution network provide water of acceptable quality. Groundwater was measured at a generally slightly basic pH of ~ 8 and low turbidity.

To date, perched aquifers in the altitude areas have not yet been developed for water supply, and those aquifers' hydraulic properties remain largely unknown.

Hydrogeological conceptual model – Analogy with La Reunion Island

The first deep geophysical surveys performed on the flanks of the Karthala volcano allowed discussing for the first time the analogy of the hydrogeological conditions between the Karthala massif and the better known Reunion Island (Savin et al. 2001). According to Join et al. (2005), the hydrogeological context of both La Reunion and Grande Comore island can be decomposed into two hydrogeological domains based on two types of methodological approaches of investigation: the littoral domain and the inland domain (see more details in Join et al. (2015), Chapter 19 of this Volume).

The littoral domain. The geographical zone corresponding to the littoral domain is defined arbitrarily as the area where the basal groundwater can be prospected by conventional drilling, i.e. where the unsaturated zone is less than 300 m thick. In that domain, hydraulic gradients are very low, groundwater heads are close to the mean sea level and both heads and salinity are strongly influenced by tidal fluctuations. The tidal forcing is higher in Grande Comore than in La Reunion, where tidal ranges reach 3 m and 1.2 m, respectively. In Grande Comore, a correlation was observed between submarine groundwater discharge and the presence of old valleys filled by recent and more permeable lava flows, particularly on the southern and northern coasts of the island (UNDP, 1987), which indicates preferential flow channels. At the Prophet's hole beach (2.5 km North of Mitsamiouli), a significant submarine discharge is in line with a rift zone oriented in SSE-NNO direction (UNDP, 1987). These observations confirm that fresh

groundwater flow is strongly influenced by 3D permeability contrasts in the volcanic formations.

The inland domain. Beyond 300 m of unsaturated zone, where drilling investments are exceptional, the existence of a staged aquifer system is evidenced in La Reunion by hundreds of springs emerging in the deep erosion canyons. Join and Coudray (1993) distinguish three types of aquifers: (1) superficial perched aquifers, (2) intermediate perched aquifers and (3) the deep saturated level i.e., the basal aquifer accessible in the littoral domain (see Join et al., Chapter 6.1 of this Volume). In Grande Comore however, where the climate is drier, deep emergence levels are not accessible due to the lack of significant erosion. Only the perched aquifers associated to the superficial levels (Type 1) can be observed in the altitude zones. Such perched systems are known in the older volcanic massifs of M'Badjini and La Grille, where weathered lava flows and pyroclastic deposits can form relatively impermeable layers capable to support groundwater systems. Around the summit zone of the Karthala volcano, deep geophysical investigation (Savin et al., 2001) have revealed a bell-shaped piezometric surface of the basal groundwater, which can be explained by an increase of the hydraulic gradient towards the centre of the island due to a higher recharge, a lower flow section, and possibly also, as observed in Reunion Island, lower permeabilities associated to both a hydrothermally weathered core of the volcanic massif (zeolitisation) and dykes (Bret et al. 2003).

d) Water uses

In the late sixties, the first development of groundwater resources was initiated by the French Geological Survey [BRGM] with borehole drilling in coastal areas (UNDP, 1987). In 1965-1967, a 35 m-deep well (TP5) providing fresh groundwater (salinity ~ 200 mg/L) was drilled in the Karthala basalts near Vouvouni, about 7 km south of Moroni and 2 km from the coast. In 1967, a shallow well was also drilled in the sand dunes near Mitsamiouli to supply that town, but progressive saline and bacteriological contaminations led to its abandon in 1970. In the early 1970s, two deep boreholes were drilled near Hahaya to supply the Moroni International Airport and a public fountain for the population of the area, providing water with TDS of about 1 g/L. In 1977, a limited water conveyance network was completed to supply the Moroni agglomeration area (the most important urban area of the Comoros) from the well TP5 at a secure pump rate of 165 m³/h.

During the eighties, a major groundwater prospection funded by the United Nations Development Programme [UNDP] supported the drilling of 44 new wells in the coastal areas (UNDP, 1987). Secure yields were estimated on 20 of them. Values varied from 2 m³/h in the island's oldest part to 165 m³/h in the island's most watered part. The mean secure yield was estimated at 50 m³/h. In rural areas, community water conveyance networks were progressively developed to supply some villages from the UNDP wells. Away from the coast in the mountain zones, six little springs, with discharges ranging from 0.5 to 2.5 m³/d in dry season, and from 2.5 to 6 m³/d in wet season, were also identified and collected (UNDP, 1987): two are located in the weathered massif of M'Badjini, and four discharge from the massif of La Grille.

In 2000, an additional well [SHA] was drilled by the French Geological Survey (UNDP, 2000) for complementing the supply of the village of Hahaya and the nearby airport. It reaches a depth of 87 m and abstracts a highly mineralised groundwater [1.9 mS/cm] at a mean rate of 50 m³ per hour.

In 2009, in the Oishili region, a community self-funded initiative allowed the rehabilitation and equipment of an existing UNDP coastal well [ONU 40] including the installation of a water conveyance network supplying 6 villages (Ibrahim 2009). The well is strongly affected by marine influence [3 mS/cm] and the secure production is limited to 10 m³/h.

Apart from the aforementioned sectors, most of the villages have today no permanent source of water. The population still use rainwater or buy water (from Vouvouni wells) sold throughout the island by tank trucks.

The widespread salinity problem in Grande Comore has limited the development of groundwater resources in the last decades. Frequently, local consumers (organised in local council communities) abandon the groundwater facilities because of both the mediocre quality and the cost of the water. In Oishili community self-funded network, the water price was fixed at 3 €/m³ (vs. 1.40 €/m³ in La Reunion Island or 2 €/m³ in the nearby Mayotte Island) which seems relatively excessive for rural populations. Across the island, the price of water varies depending on the cost of infrastructures, the resource availability and the supply mode (e.g., 0.40 €/m³ in Mitsoudje vs. 2.5 €/m³ in Ouroveni). In this delicate context, the management of water supply can lead to frequent tensions among different villages due to (i) such disparities in cost and quality, (ii) local governance dysfunctions and (iii) technical limits (Mohamed 2012). Thus, the groundwater access in Grande Comore remains not only a public health issue but also a real socio-economic challenge.

Currently, two programmes funded respectively by the African Development Bank [ADB] and the French Development Agency [AFD] both aim at prospecting new groundwater resources in Grande Comore. The later is considering drilling a number of exploration boreholes followed by large diameter wells for supplying rural communities in both coastal and mountain areas (Join et al. 2013).

Results

a) Aquifers structure from geophysical investigations

Multi-techniques ground geophysical investigations carried out in 2012 allowed confirming the different types of groundwater occurrence in Grande Comore. The littoral domain is characterized by variable resistivities resulting from different degrees of weathering and seawater intrusion.

The older units of the Mbadjini massif (Figure 2a) appears relatively homogeneous with relatively low resistivities (50-200 Ω.m) resulting from deep weathering of the basalts. Along the coast, the seawater interface is dipping with a high angle inland as a result of relatively low aquifer permeabilities, which is consistent with a relatively high hydraulic gradient imaged. Some more recent lava flows (>200 Ω.m) can locally overlay the weathered basalt and may constitute local perched aquifers.

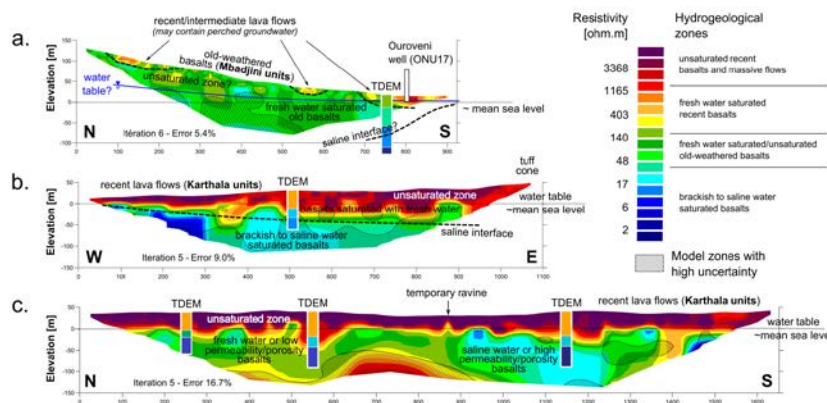


Figure 4.4 : Typology of the basal volcanic aquifers in Grande Comore interpreted from combining ERT and TDEM results – (a) old and weathered basalts of the Mbadjini volcano; (b) recent basalts of the Karthala volcano (section normal to the coast); (c) same as (b) but section parallel to the coast. The profiles are located on Figure 1 (2a, 2b, 2c).

The intermediate age to recent units of La Grille and Karthala volcanoes of the littoral domain appear more heterogeneous with highly contrasted resistivities. On the western flank of the recent Karthala volcano (southwestern and wettest part of the island; Figure 1b,c), at shallow depths, the unsaturated basalts and the fresh groundwater are characterised by high resistivities ($>1000 \Omega.m$ and $100-1000 \Omega.m$, resp.). At greater depths, the presence of saline/brackish groundwater results in very low resistivities ($<100 \Omega.m$ for brackish water and $<10 \Omega.m$ for salt water). On transects normal to the coast (Figure 1b), the interface between fresh and saline groundwater displays a very low dipping angle towards the island resulting from low hydraulic gradients and high permeabilities. This angle is expected even lower in drier areas and likely higher in the slightly older and more weathered units of La Grille volcano. In such recent volcanic areas, this low dipping angle of the seawater interface explains the apparent wide transition zone between saline and fresh groundwater and the occurrence of high degrees of salinities at relatively large distances from the sea. Transects parallel to the coast (Figure 1c) reveal large resistivity variations in the saturated zone (about 10 to $500 \Omega.m$), which suggests large variations of permeability, porosity and/or salinity associated to possible preferential flows resulting from the depositional structure of lava flows.

b) Hydrodynamics and groundwater time-series

The temporal behaviour of the basal groundwater of the coastal domain have been investigated through the installation of dataloggers recording the evolution of groundwater heads, electrical conductivity and temperature on three selected wells: SHA, TP5 and ONU40. The SHA well has been monitored between Oct. 2012 and Aug. 2013, TP5 from Aug. 2013, and ONU40 from 2009. The hydrogeological characteristics of those well are summarised in Table 2.

Table 4.8 : Hydrogeological characteristics of the three monitored wells

Well	Locality	Geologic unit	Depth (m)	Dist. to sea (km)	Hydraulic grad. (‰)	Rainfall (m/y)	TDS (mS/cm)	Tidal eff. (%)	Diffusivity (m^2/s)
SHA	Hahaya	La Grille	87	2.5	1.4	< 1.5	1.9 – 2	34	200
TP5	Vouvouni	Karthala recent	28	2	0.3	> 4	0.3	44	265
ONU40	Oishili	Karthala historic	76	1.5	n.a	~ 2	3.5 – 4	69	345

In those coastal wells, datalogger records show that both groundwater heads [H] and electrical conductivities [EC] are strongly controlled by marine fluctuations (Figure 4.5). The groundwater EC (directly correlated with TDS) increases at high tide and decreases at low tide. The magnitude of the marine influence depends on both (i) the distance from the coast and (ii) the hydraulic properties (i.e. diffusivities) of the geological units, which are typically correlated with the degree of weathering causing a decrease in aquifer permeability.

At a larger time scale, it appears that EC in SHA and ONU40 are influenced by the variations of the tidal range in relation with the moon phases. In both wells, it increases during spring tides periods and decreases during neap periods. In spring tides periods, the tidal amplitudes are higher and enhance the seawater invasion through a wide dispersion of the mixing zone.

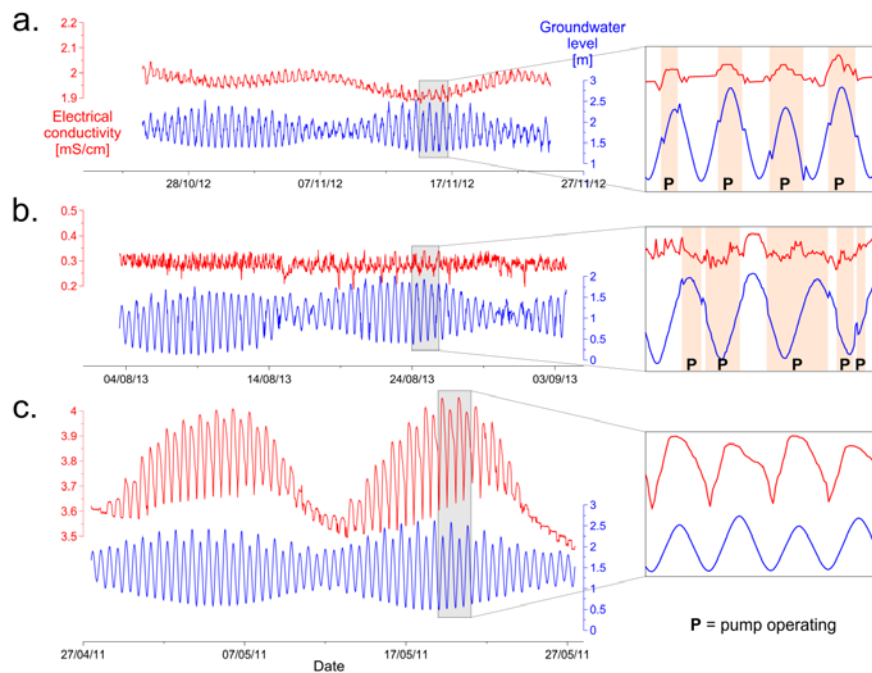


Figure 4.5 : Extracts of dataloggers records (water table and electrical conductivity) in the coastal wells (a) well SHA at Hahaya, (b) well TP5 at Vouvouni and (c) well ONU 40 at Oishili

The impact of the pumping also appears clearly on both SHA and TP5 wells; a low and rapid drawdown (≈ 0.15 m) is observed when the pump starts. This drawdown is not clearly visible in ONU40, likely because of the very high permeability of the young lava flow. In SHA well, the pump appears clearly operating only at high tides when EC is also slightly higher.

Tidal efficiencies (i.e. the ratio between groundwater vs. sea level amplitudes) of 69, 44 and 34 % were measured in ONU40, TP5 and SHA, respectively (Table 4.8). As predicted by the model of Jacob (1950), tidal efficiencies decrease with both the distance from the coast and the aquifer diffusivity (the latter being correlated with the aquifer's degree of weathering). Diffusivities calculated from Jacob's model are very high in the most recent (historic) lava flows of the Karthala at ONU40, much lower in the older and more weathered basalts of La Grille at SHA, and intermediate in the recent units of the Karthala at TP5. The average EC measured also show values increasing with higher diffusivities, younger bedrock age and shorter distance to the sea. These observations highlight the role of the rocks age (i.e. weathering) in both the propagation of the tidal wave and the saline intrusion.

c) Theoretical simulation of the 3D impact of volcanic structures on groundwater flow and saline intrusion

A 3D numerical model was applied to investigate the theoretical effects of local aquifer heterogeneities associated to typical various volcanic structures on the patterns of seawater intrusion in the basal groundwater. The model domain was defined as a rectangular block accounting for the coastal domain on the flank of a volcanic island. An initial theoretical homogeneous aquifer model was considered, from which three typical aquifer heterogeneities were tested: (1) a paleo-valley 100m-deep, 700m-wide at surface filled with massive lava flow; (2) a palaeovalley with the same dimensions but filled with highly fractured and permeable lava flow; and (3) a natural surface trench (ravine) supporting rainfall infiltration during heavy rain and flood events. The model hydrogeologic parameters and boundary conditions applied are representative of the youngest volcanic units of the Karthala volcano in Grande Comore.

Table 4.9 : Hydrogeologic parameters applied to the numerical model

Model parameters	Model a - homogeneous volcanic formations	Model b - massive lava flow infilling model a	Model c - fractured lava flow infilling model a	Model d - infiltration trench on model a
Hydrogeologic properties				
Horizontal hydraulic conductivity Kh (m/s)	10 ⁻³	10 ⁻⁵	10 ⁻²	10 ⁻³
Vertical hydraulic conductivity Kv (m/s)	10 ⁻⁴	10 ⁻⁵	10 ⁻²	10 ⁻⁴
Boundary conditions				
Recharge R (mm/y)	from 60 on the coast to 475 at 5km from the coast			
Entering upgradient flux F (m ³ /lin. m/y)	3736	3736	3736	1869
Trench infiltration I (m ³ /lin. m/y)	0	0	0	415
Sea level (0 m) boundary conductance (m ² /s)	6	6	6	6

The homogeneous model (model a) results in a smooth and regular transition zone between fresh and saline water displaying a low dipping angle towards the island (Figure 4a). The thickness of freshwater lying on transition levels reaches about 30m below sea level at 1.2 km from the shoreline, and about 75 m at 5 km. The local presence of a palaeovalley infilled with a massive, low permeability isotropic lava flow (Kh/100, model b) results in a deepening of the transition zone beneath the palaeovalley, where freshwater thickness appears almost double (~50 m) at 1.2 km from the shoreline (Figure 4b). In contrast, the local presence of a palaeovalley infilled with a high permeability isotropic lava flow (Kh*10, model c) results in the thinning of the freshwater levels, which disappear on a distance from the coast up to 2 km, particularly on the borders of the palaeovalley (Figure 4c). The width of the transition zone along the coast appears also significantly increased. The presence of an infiltration trench (ravine) perpendicular to the coast (model d), which locally supports an increase in freshwater aquifer recharge during flooding events (here half of the lateral flux reflecting the recharge in high elevation zones is redistributed along the trench), also results in the thickening of the freshwater levels, comparable to the effect of a massive lava flow (Figure 4d). Given the large diversity of volcanic units expected in young volcanic environment such as in Grande Comore, those theoretical simulations confirms the significant lateral variation of salinities observed in water wells along the coast in both La Grille and Karthala recent volcanoes (see Figure 1). Those simulations supports the hypothesis that in addition to the regional impact on seawater intrusions of both the age of the volcanic units and the recharge, local structures can also potentially impact the seawater intrusion at the local/field scale.

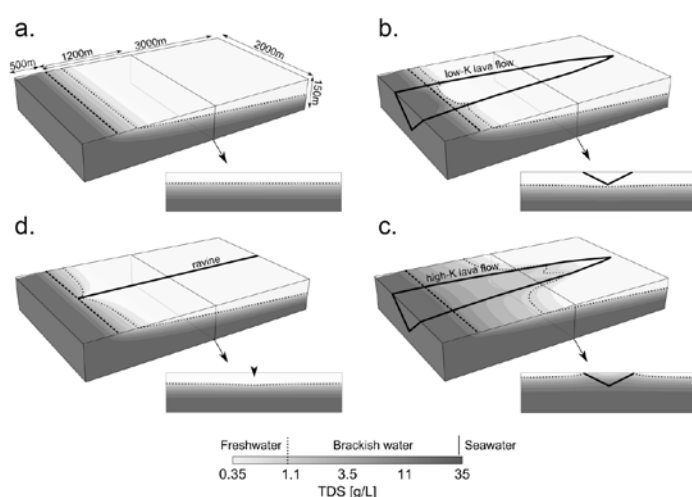


Figure 4.6 : Impact of local heterogeneities on seawater intrusion in the coastal zone: (a) homogeneous model; (b) palaeovalley infilled with lower permeability (K) lava flow; (c) palaeovalley infilled with higher permeability lava flow; (d) local infiltration in ravine. The top face is at mean sea level elevation. Dashed line is the coastline and dotted line is the contour 1 g/L corresponding to the WHO (2003) max salinity standard for drinking water. Full simulated domain is 5000 x 2000 x 300 m; vertical exaggeration x3

d) Structure of the perched aquifers from geophysical investigations

The explosive activity of the Grande Comore volcanism due to phreatomagmatic events is responsible of thick and weathered pyroclastic deposits expected to bear perched aquifers. The altitude domain (Figure 4.7a,b) is characterized by the frequent occurrence of relatively shallow (typically 0-50 m deep) low resistivity layers (10-150 $\Omega.m$) attributed to weathered pyroclastics and ashes emitted from the large numbers of tuff cones present in high elevation zones. Those low permeability layers overlay variably weathered lava flows, depending on the age of the massif, i.e. in order of increasing age: the Karthala, La Grille and M'Badjini. They are frequently overlain by more or less continuous high resistivity recent lava flows (>200 $\Omega.m$), which constitute potential aquifers suitable for local water supplies.

Because of the scarcity of exploration boreholes, the hydrodynamic properties of these perched aquifer systems are unknown. During the UNDP project, an exploration well was performed in Inane, at 500 m of elevation, in the massif of M'Badjini. This 50 m-deep well intercepted a perched and low mineralised groundwater (TDS = 100 mg/L) between 34 and 42 m of depth. This well is currently collapsed (Figure 4.7a).

e) Intermediate staged aquifers and basal aquifer of the altitude domain

The presence of a bell-shaped piezometric surface of the basal groundwater in the centre of the Karthala volcano was confirmed by both CSAMT investigations (Savin et al. 2001) and deep vertical electrical soundings (UNDP, 1987). In La Reunion Island, the current challenges consist of evaluating those groundwater resources and the possibility of exploitation of a groundwater body estimated at about a thousand metres below the ground surface in the mountainous interior of the island (Join et al. 1996). Geophysical prospecting by CSAMT coupled with springs monitoring has confirmed the deep groundwater potential in both the Piton des Neiges and Piton de la Fournaise volcanoes. In Grande Comore Island, the presence of an inland groundwater resource in the massif of La Grille is supported by four permanent mountainous springs (Maoueni, Helendje, Ivembeni and N'Tsorale). However, this deep potential is not accessible by traditional borehole investigations. On the basis of the Canaries experience (Ecker, 1976; Custodio and Cabrera, 2012), thousands of metres long horizontal galleries starting from the external flank of the volcano could also be applied in Grande Comore (Join et al., 2013).

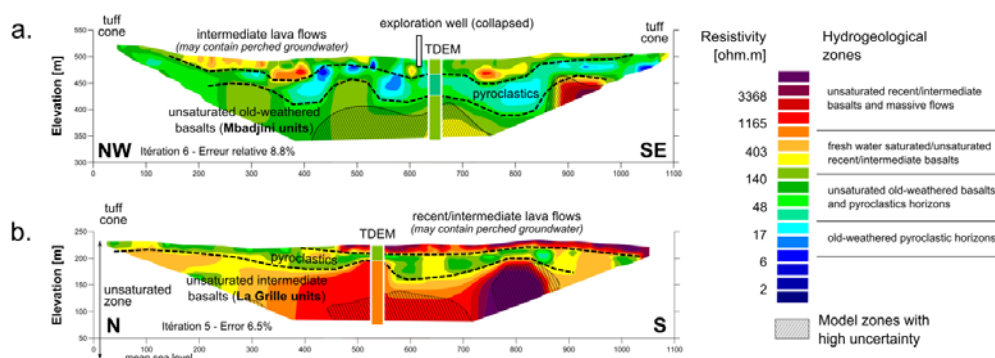


Figure 4.7 : Typology of the perched volcanic aquifers in Grande Comore interpreted from combining ERT and TDEM results – (a) old and weathered basalts of the M'Badjini volcano; (b) intermediate basalts of La Grille volcano. The profiles are located on Figure 1 (4.5a, 4.5b).

Discussion

The Grande Comore case study illustrates the diversity of natural controls on both groundwater occurrence and vulnerability to marine intrusion in volcanic islands. In this work, the main aquifer types in Grande Comore were captured by geophysical investigations. Results well support a hydrogeological conceptual model similar to La Reunion Island (Join et al. 2005) with specificities mainly related to the lack of erosion valleys in Grande Comore.

Results confirm the applicability of ERT and TDEM geophysical techniques to investigate both the strong aquifer heterogeneity and variations of salinity in the coastal zones, as well as the geometry of perched reservoirs in the inland zone. However, the sole application of those methods carries a number of uncertainties and limitations, e.g. (i) for ERT, the poor resolution of the method in low resistivity material such as below the saline interface and (ii) for TDEM, both the 1D nature of the results that can only account for stratified media and the poor resolution when the unsaturated zone is thick and resistant. The combination of ERT and TDEM however helps in constraining the results interpretation, particularly in areas where a single technique has a poor resolution (Albouy et al. 2001).

Hydrogeological structures and heterogeneities have been observed at different scales. At regional scale (island scale), the patterns of seawater invasion is controlled by both the recharge from rainfall and the degree of weathering. Aquifers located in the more weathered oldest units (such as the massif of M'Badjini), are generally less vulnerable to seawater intrusion compared to the most recent units (such as the Massif of Karthala). At local scale, geophysical results revealed a large diversity of geological heterogeneities and salinity variability. Groundwater modelling confirms that in the coastal zone the presence of channels of recent high-permeability lava flows enhances the saline invasion, while the presence of permanent or temporary streams supporting freshwater recharge locally push back the saline interface. Coastal tuff and hyaloclastic cones, due to their low permeabilities, are liable to constitute impermeable hydraulic barriers that can limit the marine impact. Inland, perched aquifers are associated with impervious layers of pyroclastics that are robustly imaged as layered conductor anomalies by both ERT and TDEM.

Complementary, groundwater time-series acquisition constitutes an efficient tool for monitoring and interpreting the groundwater behaviour at high temporal resolution (Johnson et al., 2012; Lewis and Allen, 2009), and provides useful data for resource management. In the three monitored wells, it revealed that groundwater salinity is controlled by tidal efficiency, recharge, abstraction and the aquifer degree of weathering. In all cases, high tides lead to systematic peaks of salinity and the highest mean salinity values are recorded during the spring tides periods.

As a result of those hydrogeological conditions, the marine contamination in Grande Comore is generally higher in both the youngest formations and the driest regions. This is particularly the case for localities situated in the east of Grande Comore (less than 1.5 m/y of rainfall) which are the most affected by the drinking water problems.

Conclusions and recommendations for groundwater prospection and management

Results of this study allow proposing in Grande Comore both a prospection methodology compatible with the young volcanic environment and a better groundwater management approach.

The prospection and management of basal aquifers can be carried out following a downscaling approach:

1. Regionally: mapping of lower elevation areas far from the coast to identify sectors of potential low salinity (this can be supported by regional (island-scale) salinity extrapolations and/or groundwater modelling)
2. Locally: (i) in recent volcanic areas, implementation of ground geophysical investigations (ERT/TDEM) to identify favourable structures for freshwater (higher resistivity channels in

- the saturated zone, dipping of the saltwater wedge); and (ii) in old weathered volcanic areas, implementation of ground geophysical investigations (ERT/TDEM) to identify the minimum depth of the saline interface
3. Optimisation of well design: (i) low groundwater penetration, high diameter, horizontal drains in young massifs of La Grille and Karthala; (ii) optimum groundwater penetration above saline water, high diameter, well fields, moderate yields, etc., in the old weathered massif of M'badjini
 4. Optimisation of pumping with regard to the tidal forcing by an alternating and dynamic automated pumping when groundwater salinity is naturally lower (i.e. during low tides)

The prospection and management of inland aquifers requires a more specific approach that focuses on different geological targets:

1. Locally: prospection of perched superficial aquifers through implementation of ground geophysical investigations (ERT/TDEM) in cones area to identify (i) in the young massifs of La Grille and Karthala, recent thick and wide resistive lava flows overlying low resistivity pyroclastic levels; (ii) in old weathered massifs (M'badjini), recent thick and wide resistive lava flows overlying either low resistivity weathered basalts or pyroclastic levels
2. Optimisation of well design to penetrate the perched aquifer full thickness, including horizontal drains if required
3. Regionally: implementation of island-scale deep geophysical surveys (ex CSAMT/SP/deep ERT/VES) to evaluate the shape of the basal aquifer water table and identify sectors of shorter horizontal distance for drilling horizontal galleries.

The development of drinking water supply in Grande Comore is a primordial for public health and socio-economic stability. Apart from Moroni urban area, rural localities are supplied by community conveyance networks. Currently, water access disparities (in terms of water quantity, quality and price) can be observed throughout the island (Mohamed 2012). The mobilisation of available groundwater resources should lead to both standardising of the water access in all the rural regions and initiating a sustainable socio-economic development in local communities.

Acknowledgments

The ground geophysical investigation programme was funded by the French Development Agency (AFD) through the Grande Comore Groundwater Development Programme. We acknowledge the Comoros Department of Energy, Mining and Water (DGEME) for technical assistance on fieldwork through the involvement of 10 temporary workers; Hamid Soule, manager of the Karthala Volcano Observatory and PhD student in the Reunion Laboratory of Geosciences for great logistic support; Mahabadi Boinali and Said Ahmed Othman, hydrogeologists at DGEME for helpful and constructive discussions; the NERC-UPGro programme for financial contribution to the instrumentation of TP5 well; and finally the Air Austral Company for offering a weight excess for freight of geophysical equipment. Finally, we acknowledge the review of H. Celle-Jeanton which contributed in improving the final manuscript.

References

- Albouy Y, Andrieux P, Rakotondrasoa G, et al. (2001) Mapping Coastal Aquifers by Joint Inversion of DC and TEM Soundings-Three Case Histories. *Ground Water* 39:87–97.
- Bachelery P, Coudray J (1993) Carte géologique de la Grande Comore au 1/50 000 ème, avec notice explicative, 39 p.
- Bates B, Kundzewicz ZW, Wu S, Palutikof J (2008) Climate change and water. IPCC Tech Pap VI x + 200 pp.
- Boinali M (1982) Géologie et esquisse hydrogéologique de l'archipel volcanique des Comores. 45p.
- Bret L, Join J-L, Legal X, et al. (2003) Argiles et zéolites dans l'altération d'un volcan bouclier en milieu tropical (Le Piton des Neiges, La Réunion) Clays and zeolites in the weathering of a basaltic tropical shield volcano ([']Le Piton des Neiges', Reunion Island). *Comptes Rendus Geosci* 335:1031–1038.
- Coudray J, Mairine P, Nicolini E, Clerc JM (1990) Approche hydrogéologique. *Volcanisme Lî La Réunion. Cent. Rech. Volcanol. Clermont-Ferrand*
- Custodio E, Cabrera MC (2012) The Canary Islands. *Water Agric. Environ. Spain Can We Sq. Circ.* Chapter 22 P281
- Ecker A (1976) Groundwater behaviour in Tenerife, volcanic island (Canary Islands, Spain). *J Hydrol* 28:73–86. doi: 10.1016/0022-1694(76)90053-6
- Folio J-L (2001) Distribution de la perméabilité dans le massif du Piton de la Fournaise : apport à la connaissance du fonctionnement hydrogéologique d'un volcan-bouclier. *La Réunion*
- Ghyben WB (1888) Nota in verband met de voorgenomen putboring nabij Amsterdam-Tijdsch. *Van Kouinglijk Inst Van Ing* 8–22.
- Guo W, Langevin CD (2002) A Computer Program for Simulation of Three-Dimensional Variable-Density Ground-Water Flow. *Tech. Water-Resour. Investig. Book 6 Chapter A7* 77 P
- Herzberg A (1901) Die Wasserversorgung einiger Nordseebäder. *J Gasbeleucht Wasserversorg* 815–819.
- Ibrahim K (2009) Etude hydrogéologique de l'aquifère côtier dans la région de Oichili en Grande Comore – Mémoire de Master 2 Université d'Avignon, Université de la Réunion, 62 p. *Hydraulique Sans Frontières, Comoros*
- Jacob CE (1950) Flow of groundwater,. *Eng. Hydraul. H. Rouse, John Wiley, New York*, pp p321–386
- Johnson TC, Slater LD, Ntarlagiannis D, et al. (2012) Monitoring groundwater-surface water interaction using time-series and time-frequency analysis of transient three-dimensional electrical resistivity changes. *Water Resour Res* 48:W07506. doi: 10.1029/2012WR011893
- Join J-L (1991) Caractérisation hydrogéologique du milieu volcanique insulaire, le Piton des Neiges: Ile de La Réunion. *Université Montpellier II*
- Join J-L, Comte J-C, Bourhane A (2013) Tests méthodologiques en géophysique en vue de l'implantation de forages d'eau sur l'île de La Grande Comore - Projet Pilote de gestion du service public de l'eau en milieu rural sur l'île de La Grande Comore. 64p.
- Join J-L, Coudray J (1993) Caractérisation géostructurale des nappes d'altitude en milieu insulaire, Ile de la Réunion. *Géodinamica Acta* 243–254.
- Join J-L, Courteaud M, Robineau B, et al. (1996) The problem of prospecting and development of inland groundwater resources in young tropical volcanic islands. *IAHS-AISH Publ. International Association of Hydrological Sciences, Kingston*, pp 405–411
- Join J-L, Folio J-L, Bourhane A, Comte J-C (2015) Groundwater resources: Conceptual models. *Act. Volcanoes Southwest Indian Ocean Piton Fournaise Karthala, Springer-Verlag.*
- Bachelery, P., Lénat, J.-F., Di Muro, A., Michon, L. (Editors), *Berlin and Heidelberg*, p pp. xx–xx.

- Join J-L, Folio J-L, Robineau B (2005) Aquifers and groundwater within active shield volcanoes. Evolution of conceptual models in the Piton de la Fournaise volcano. *J Volcanol Geotherm Res* 147:187–201.
- Join J-L, Pomme J-B, Coudray J, Daesslé M (1988) Caractérisation des aquifères basaltiques en domaine littoral. Impact d'un récif corallien. *Hydrogéologie* 107–115.
- Lewis K, Allen JI (2009) Validation of a hydrodynamic-ecosystem model simulation with time-series data collected in the western English Channel. *J Mar Syst* 77:296–311.
- Marini D (1990) Résultats et interprétations d'une campagne de pompages d'essais sur des puits dans les aquifères de base, Grande Comore. 122 p.
- Massari M (1990) Étude du pouvoir épurateur de divers matériaux de l'île de la Réunion vis à vis d'effluents domestiques et industriels. Université de Provence
- Meybeck M, Helmer R (1989) The quality of rivers: From pristine stage to global pollution. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol* 75:283–309. doi: 10.1016/0031-0182(89)90191-0
- Mohamed I (2012) L'eau en Grande Comore : étude de cas d'un petit espace insulaire abondamment arrosé mais en situation de pénurie d'eau. Thèse de Doctorat, Université de La Réunion
- Mohamed SH, Othman SA (2006) Etude causale sur la disponibilité de la ressource en eau et la sécurité de l'approvisionnement en eau potable aux Comores (Version finale), Rapport PNUD, 16/10/2006. 42p.
- Ragot JM (2007) Termes de références pour l'étude des ressources en eaux souterraines de l'Union des Comores. 37p.
- Savin C, Ritz M, Join JL, Bachelery P (2001) Hydrothermal system mapped by CSAMT on Karthala volcano, Grande Comore Island, Indian Ocean. *J Appl Geophys* 48:143–152. doi: 10.1016/S0926-9851(01)00078-7
- SCP (2009) Etat des lieux des conditions d'accès à l'eau potable sur l'île de Grande Comore. 49p.
- UNDP (1987) Recherche et mise en valeur des eaux - Rapport technique - Perspectives de mise en valeur des eaux souterraines pour l'alimentation en eau des agglomérations de l'île de Ngazidja. New York
- Vengosh A (2003) 9.09 - Salinization and Saline Environments. In: Editors-in-Chief: Heinrich D. Holland, Karl K. Turekian (eds) *Treatise Geochem*. Pergamon, Oxford, pp 1–35
- WHO (2003) Total dissolved solids in drinking-water. Background document for preparation of WHO Guidelines for drinking-water quality. (WHO/SDE/WSH/03.04/16). World Health Organization, Geneva

3.2:

LA VARIABILITE TEMPORELLE

3.2. Variabilité temporelle

Mis à part la variabilité spatiale des formations géologiques qui contrôle la salinité des nappes côtières en milieu volcanique, la qualité de la ressource peut évoluer également dans le temps. Cette évolution temporelle des paramètres hydrogéologiques est donc suivie durant trois ans sur le site pilote de la côte ouest de l'île de La Réunion. L'analyse détaillée des signaux enregistrés a permis de comprendre le rôle du contexte géologique sur la sensibilité des nappes face aux forçages externes hydro-climatiques et anthropiques.

3.2.1. Interprétation des signaux enregistrés

L'acquisition des données est assurée à partir de sondes automatiques de pression, température et conductivité électrique installées sur un réseau de 13 piézomètres de surveillance couvrant l'ensemble de la zone d'étude (dont 7 dans le secteur de l'Ermitage). Le fonctionnement limnimétrique de ces sondes automatiques est vérifié régulièrement grâce à des mesures de contrôle effectuées à fréquence mensuelle sur les sites, à l'aide d'une sonde piézométrique manuelle. Des prélèvements d'eau par pompage dans l'un des ouvrages suivis dans le secteur de l'Ermitage permettent également de contrôler les caractéristiques physico-chimiques des eaux et de dresser l'état des lieux qualitatif de la ressource au moment des opérations.



Illustration 48: Localisation des forages instrumentés sur la côte ouest de l'île de La Réunion

Les données complémentaires permettant de comprendre l'évolution des paramètres étudiés sont fournies par des organismes publics comme REFMAR (la marée), la DEAL (la houle), Météo-France (les précipitations), l'Office de l'Eau (les analyses physico-chimiques). Au terme de ce suivi sur le site pilote de La Réunion, dix forages ont fourni des enregistrements fiables pour l'interprétation des signaux. Les paramètres surveillés sont la charge hydraulique, la température et la conductivité électrique (salinité).

Ces données sont par la suite interprétées au regard de l'impact des forçages externes hydro-climatiques ou anthropiques.

Les données de pression sont corrigées en retranchant à la pression totale la pression atmosphérique et sont ensuite converties en charge hydraulique par rapport au nivellement général de La Réunion (NGR). Les données de conductivité électrique sont corrigées par rapport à une température de 25°C. La conductivité électrique lue est corrigée à 25°C à l'aide de l'équation suivante :

$$A = B * F \quad (3.6)$$

où

A : conductivité électrique de l'échantillon ($\mu\text{S}/\text{cm}$);

B : lecture du conductivimètre ($\mu\text{S}/\text{cm}$);

F : facteur de correction due à la température.

Le facteur F est déterminé à l'aide de l'équation suivante (CEAEQ 2002):

$$F = 1 - (t - 25) * 0,02 \quad (3.7)$$

où

F : facteur de correction;

T : température de l'échantillon

Pour des raisons d'homogénéité, tous les capteurs sont placés dans les forages à la même altitude (0 m NGR). Les caractéristiques principales des points d'observation sont présentées sur le tableau suivant ;

N° BSS	Nom	Localité	Alt. (m NGR)	Prof. (m)	Dist. mer (m)	Charge hydr. (m)	Temp. (°C)	EC ($\mu\text{S}/\text{cm}$)
12265X0028	Billard 1/S1	Ermitage	6,75	13	1080	0,71	24,5	497
12265X0029	Billard 2/S2	Ermitage	6,07	10	1080	0,70	24,6	452
12265X0032	Billard 5/S5	Ermitage	5,11	10	950	0,83	24,8	519
12265X0033	Billard 6/S6	Ermitage	7,44	11	820	0,71	24,9	395
12265X0018	P18	Ermitage	1,98	12	1000	0,60	24,2	430
12265X0026	F2	Ermitage	46,41	79	1310	0,73	23,7	629
-	Bellevue	La Saline	37,50	40	420	0,67	21,3	517
12266X0044	Ravine Tabac	La Saline	60,21	70	900	0,50	23,0	1845
12266X0080	Grande Ravine	Trois Bassins	22,46	64	570	0,57	19,0	608
12266X0081	P9 Fond Jardin	Fond Jardin	74,41	116	360	0,36	18,6	907

Table 10 : Caractéristiques des ouvrages utilisés pour l'analyse

Le réseau instrumenté s'étend de Saint-Gilles à Saint-Leu, sur près de 20 km de ligne de côte et comprend différents contextes géologiques. Le secteur de l'Ermitage compte plusieurs forages permettant la mise en place d'un réseau de surveillance relativement dense. Malgré la proximité géographique de ces ouvrages, une grande variabilité est observée au niveau des chroniques recueillies dans chaque point d'observation.

a) La plaine côtière de l'Ermitage

L'hydrogéologie de la zone balnéaire de l'Ermitage se caractérise par la présence de deux systèmes aquifères superposés ; la nappe de base circulant dans les basaltes et une nappe superficielle mise en place dans les dépôts de sables coralliens.

Au niveau de cette plaine, six forages sont instrumentés et ont fourni des enregistrements fiables pour l'interprétation. Il s'agit des forages Billard 1, 2, 5, 6, P18 et F2.

Les forages Billard 1, 2, 5 et 6 ont été réalisés en 1990 par l'entreprise de forage SIF-BACHY supervisée par le Cabinet Guy Billard, dans le cadre du Programme Départemental de Recherche

en Eau (PDRE). Les forages plus anciens, P18 et F2 sont réalisés respectivement en 1984 et 1986, dans le cadre du même programme de prospection.

Tous ces ouvrages sont crépinés au niveau des formations basaltiques. L'analyse et l'interprétation des signaux enregistrés sur ces ouvrages révèlent le fonctionnement particulier de la nappe côtière de l'Ermitage.

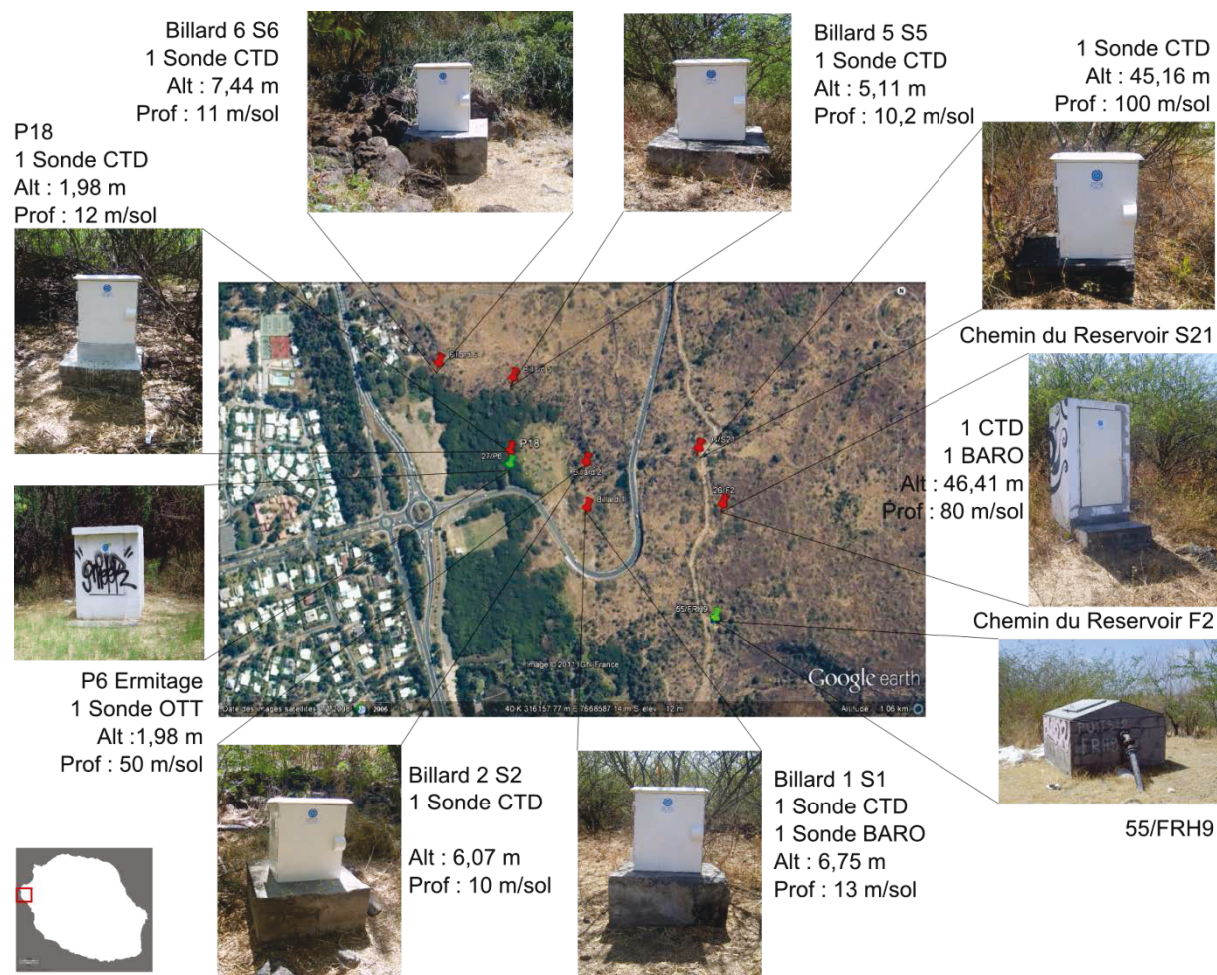


Illustration 49: Situation des forages de la plaine côtière de l'Ermitage

- Le forage Billard 1

Le forage Billard 1 ou S1 est réalisé à 6,75 m NGR et atteint une profondeur de 13 m. Il recoupe sur 9 m des tufs bréchiques. Cette formation superficielle est décrite comme un assemblage d'éléments basaltiques divers de taille centimétrique à décimétrique cimentés par un liant limono-silteux. Ces brèches recouvrent des scories basaltiques grossières.

Le forage a fourni un débit 65,7 m³/h au cours de l'essai par pompage. La transmissivité calculée pendant la descente est de 2,8 10⁻¹ m²/s. Les signaux enregistrés au niveau de ce point d'observation révèlent un milieu très diffusif ; les paramètres hydrogéologiques suivis sont complètement contrôlés par les fluctuations marégraphiques.

La conductivité électrique et la température sur ce forage sont contrôlées essentiellement par les fluctuations océaniques selon trois échelles temporelles ;

- i) l'échelle de la marée semi-diurne (12h)
- ii) l'échelle de la phase lunaire (28 jours)
- iii) l'échelle saisonnière (6 mois)

L'analyse harmonique des signaux de conductivité et de température permettra de déterminer les composantes de la marée qui influencent le plus les paramètres physico-chimiques dans le forage.

A l'échelle journalière, la salinité augmente avec la marée tandis que la température décroît lorsque la marée augmente. Il apparaît que la marée montante s'accompagne i) d'un apport en solutés qui fait accroître la salinité de la nappe côtière et ii) d'un flux d'eau océanique de plus faible température.

A l'échelle d'une phase lunaire, il apparaît que les signaux de conductivité électrique et de température affichent de plus fortes amplitudes pendant les vives-eaux et varient faiblement au cours des mortes eaux.

A l'échelle saisonnière, les conductivités électriques augmentent pendant l'été austral (saison chaude et humide) et baissent pendant l'hiver austral (saison fraîche et sèche). La température de la nappe est plus influencée par les mouvements océaniques que par les variations thermiques de l'air ambiant. En effet, un refroidissement de la nappe est observé pendant l'été austral, tandis que l'hiver austral se caractérise par un réchauffement de la nappe côtière. Les températures de la nappe côtière au niveau du piézomètre varient en sens inverse par rapport aux températures atmosphériques.

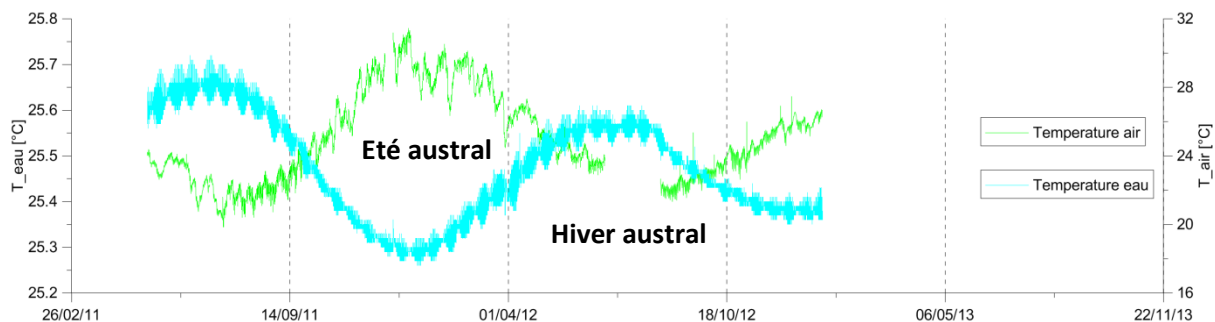


Illustration 50: Evolution des températures de la nappe côtière (bleu) et de l'atmosphère (vert) à l'Ermitage.

A l'échelle régionale, les précipitations qui ont lieu en amont de la zone d'étude n'ont pas d'impact remarquable sur les paramètres physico-chimiques. Cependant, il apparaît que lorsqu'un évènement pluvieux intense est enregistré localement (à l'Ermitage), un pic de conductivité est observé au niveau du forage. Cette augmentation de minéralisation propre aux évènements pluvieux de la zone littorale peut être expliquée par des infiltrations rapides d'eaux météoriques contaminées dans les sols qui rechargent directement la nappe alors proche de la surface. Ces eaux peuvent avoir été contaminées soit par les embruns marins qui peuvent se concentrer dans les sols littoraux (Grünberger 1989), soit par des rejets polluants issus de l'agriculture ou de l'assainissement urbain. L'eau météorique percolant à travers les formations de surface non saturées se charge en chlorures, nitrates ou sulfates et provoque un pic de contamination dans la nappe côtière.

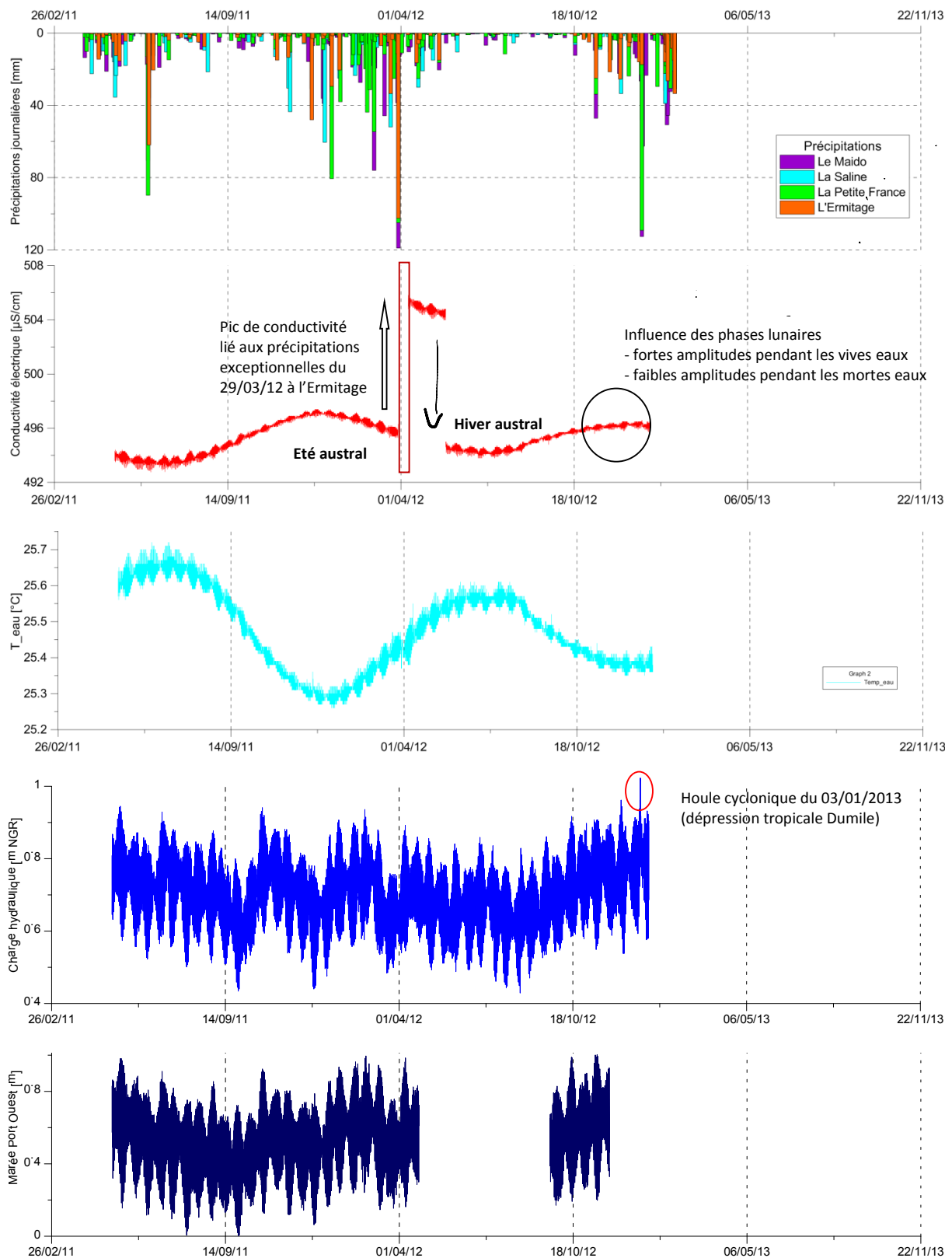


Illustration 51: Interprétation de l'évolution des paramètres hydrogéologiques enregistrés sur le piézomètre Billard 1 au regard des forçages hydro-climatiques externes.

En plus du phénomène de minéralisation causé par les infiltrations, les variations brusques de conductivité électrique (hausse et baisse soudaines des valeurs mesurées) pourrait être liées à un problème de sensibilité du capteur de conductivité électrique qui survient lorsque la gamme des salinités mesurées varie brusquement (ici les variations passent de l'ordre du $\mu\text{S}/\text{cm}$ à la dizaine de $\mu\text{S}/\text{cm}$).

Enfin, quelle que soit l'échelle temporelle considérée, les charges hydrauliques de la nappe côtière restent complètement assujetties aux fluctuations océaniques. L'impact de la houle est très faible mis à part les fortes houles cycloniques accompagnant les dépressions tropicales.

- Le forage Billard 2

Le forage Billard 2 ou S2 est réalisé à 6,07 m NGR et atteint une profondeur de 10 m. Il recoupe sur les deux premiers mètres des sables et débris coralliens déposés entre les colluvions basaltiques. Sur les cinq mètres suivants, il intercepte les tufs bréchiques rencontrés par le forage Billard 1. Dans les trois derniers mètres, il rentre dans un basalte aphyrique vacuolaire sur deux mètres puis scoriacé sur le dernier mètre. Le forage a fourni un débit $72 \text{ m}^3/\text{h}$ au cours de l'essai par pompage. La transmissivité calculée pendant la descente est de $2,6 \cdot 10^{-1} \text{ m}^2/\text{s}$. Sur ce forage également, les paramètres physico-chimiques et hydrodynamiques suivis sont complètement contrôlés par les fluctuations océaniques.

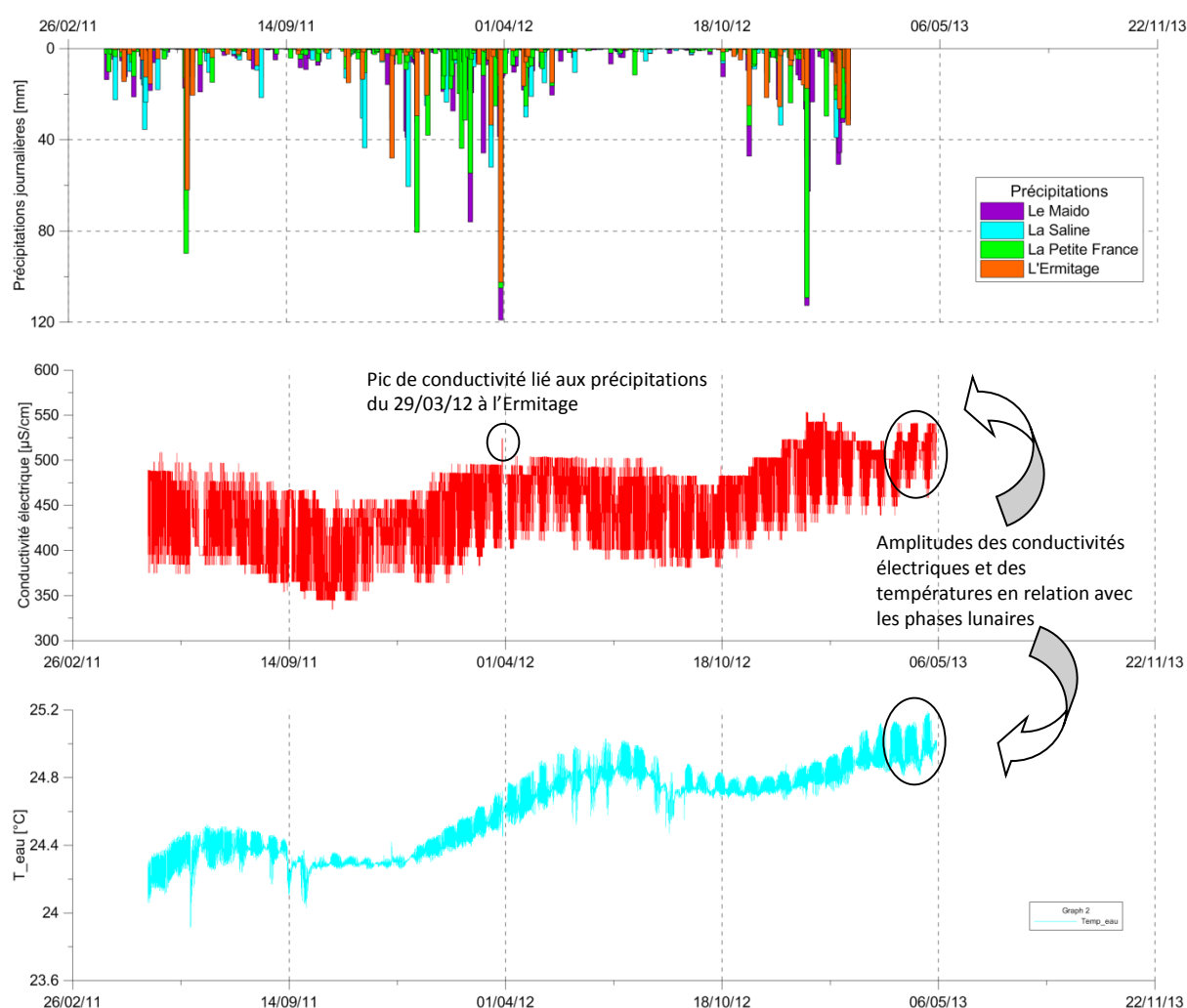


Illustration 52 : Interprétation de l'évolution des paramètres physico-chimiques enregistrés sur le forage Billard 2.

Selon les différentes échelles temporelles considérées, le comportement des signaux de la conductivité électrique et des températures est similaire à celui observé sur le forage Billard 1, mis à part une amplitude moyenne des fluctuations des conductivités qui est plus élevée (100 $\mu\text{S}/\text{cm}$). Un pic de salinité très ponctuel est observé ici suite aux précipitations intenses du 29/03/12 à l'Ermitage. Ce pic est associé à une infiltration d'eau météorique qui contamine la nappe basaltique via la nappe superficielle développée dans les formations sédimentaires. Ce phénomène local est observé uniquement lorsque la précipitation a lieu à l'Ermitage.

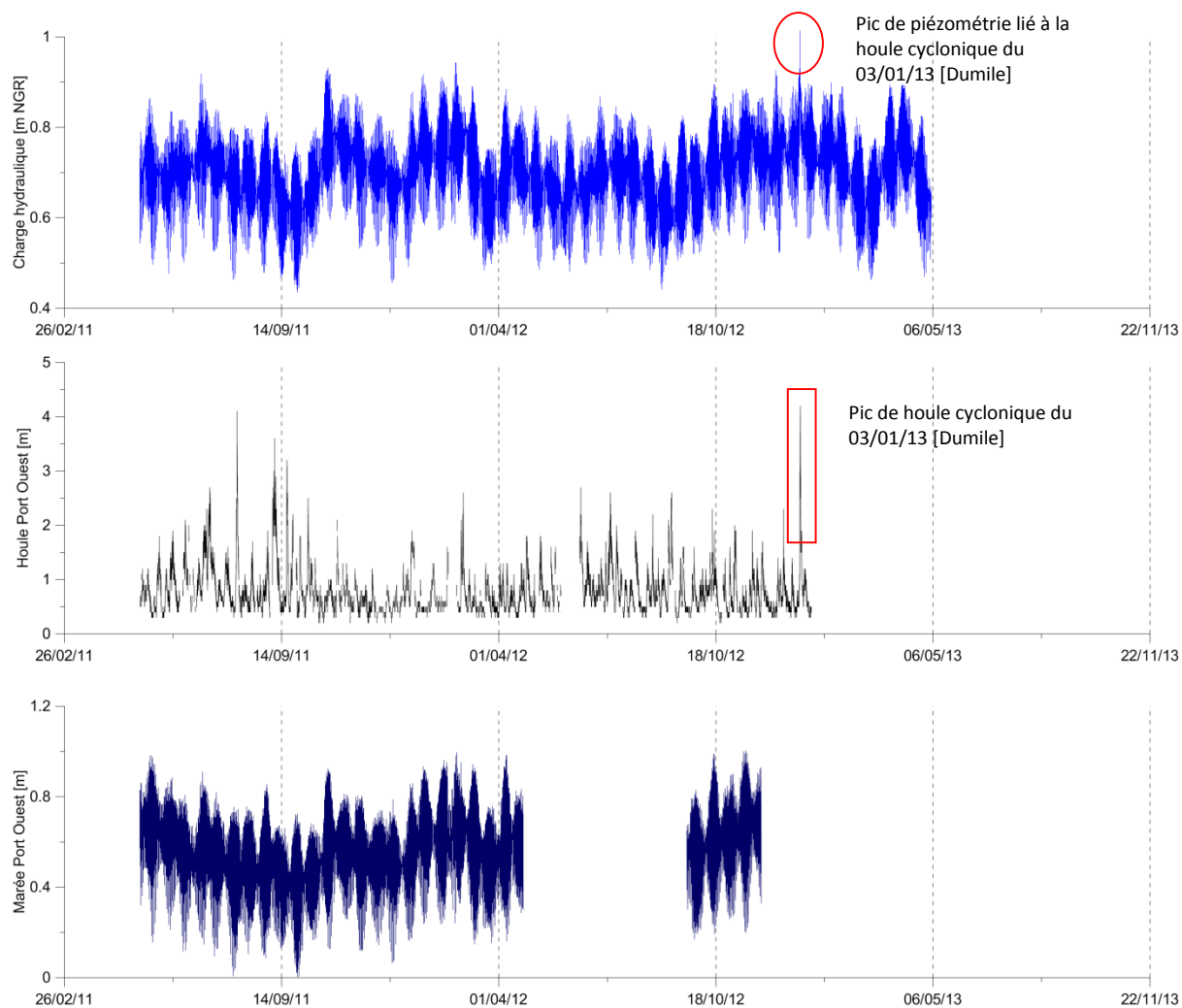


Illustration 53: Interprétation de l'évolution de la charge hydraulique enregistrée sur le forage Billard 2.

- Le forage Billard 5

Le forage Billard 5 ou S5 est réalisé à l'altitude 5,11 m NGR et atteint une profondeur de 10 m. Il recoupe un basalte aphyrique alvéolaire avec des passages scoriacés. Cette formation est décrite comme étant diaclasée subverticalement. Le forage a fourni un débit 70,2 m³/h au cours de l'essai par pompage. La transmissivité calculée pendant la descente est de 1,5 10⁻¹ m²/s et 1,1 10⁻¹ m²/s pendant la remontée. Il apparaît que ce forage rencontre un milieu moins transmissif que les deux premiers. La nappe côtière interceptée ici se trouve dans des conditions de nappe libre ; les basaltes décrits précédemment affleurent au droit de l'ouvrage.

Sur ce forage également, les paramètres physico-chimiques suivis sont complètement contrôlés par les forçages externes pluviométriques et marégraphiques. Les précipitations localisées sur l'Ermitage entraînent ici une baisse de la conductivité électrique.

Cette observation peut s'expliquer par l'absence de dépôts sableux superficiels. L'eau météorique qui s'infiltré est plus chaude, mais aussi moins minéralisée que la nappe côtière ; l'infiltration entraîne i) un pic de température dans la nappe et ii) une baisse de la conductivité électrique. Comme sur les premiers forages, les charges hydrauliques sont essentiellement influencées par les fluctuations océaniques avec des pics de piézométrie liés aux événements de houle cycloniques accompagnant les dépressions tropicales.

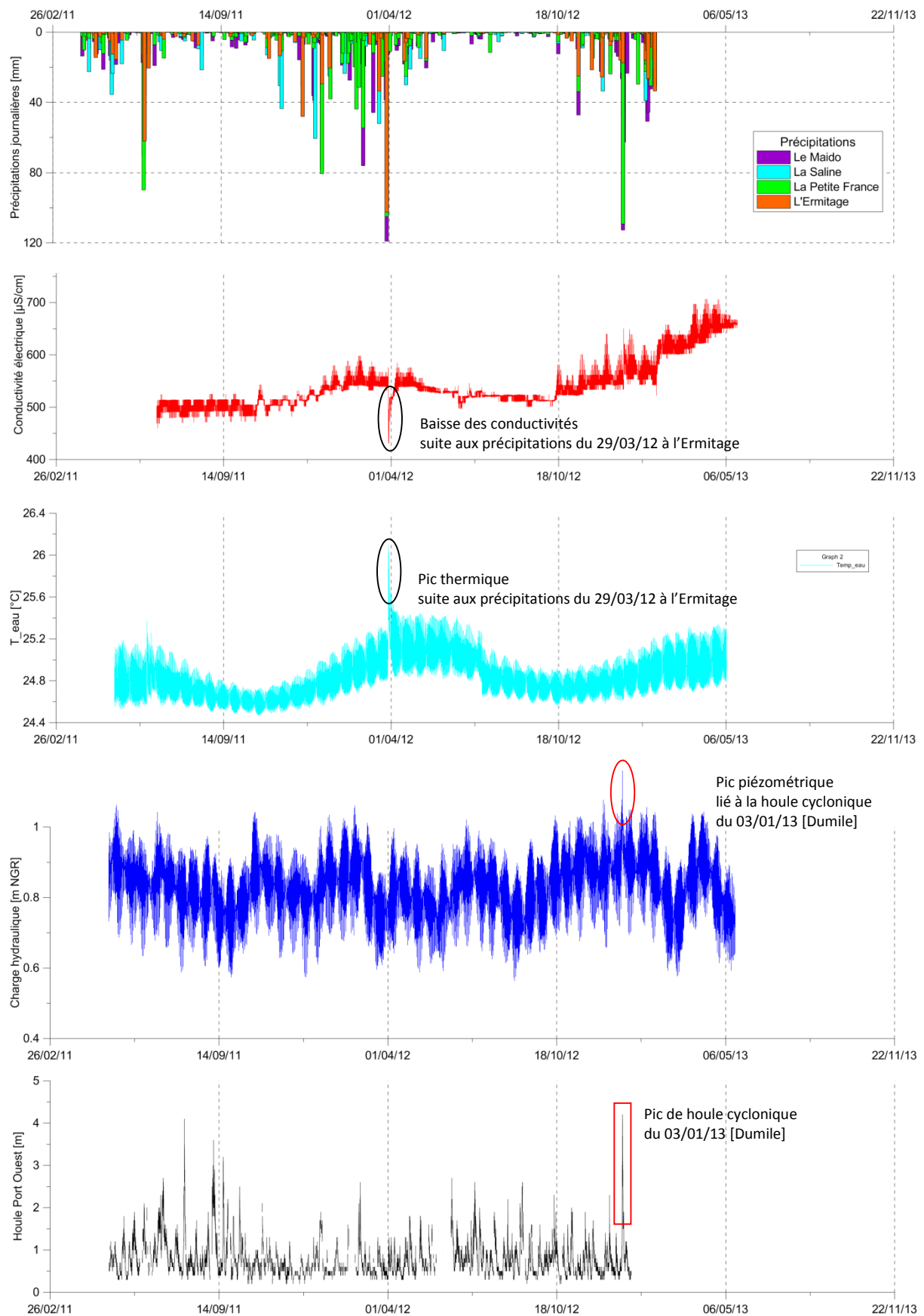


Illustration 54: Interprétation de l'évolution des paramètres hydrogéologiques enregistrés sur le forage Billard 5.

- Le forage Billard 6

Le forage Billard 6 ou S6 est réalisé à l'altitude 7,44 m NGR et atteint une profondeur totale de 11 m. Il recoupe un basalte aphyrique alvéolaire devenant plus compact entre 6 et 8,8 m. Des passages scoriacés sont identifiés entre 8,8 et 9 m, ensuite entre 9,6 et 9,9 m. Cette formation est décrite comme étant diaclasée subverticalement. Une altération argileuse est observée dans les diaclases jusqu'à 6 m. Le forage a fourni un débit 29,9 m³/h au cours de l'essai par pompage. La transmissivité calculée pendant la descente est de 5,4 10⁻² m²/s et 8,4 10⁻² m²/s pendant la remontée. Il apparaît que ce forage rencontre un milieu moins transmissif que les trois précédents. La nappe côtière interceptée ici se trouve dans des conditions de nappe libre ; les basaltes décrits précédemment affleurent au droit de l'ouvrage.

Les paramètres hydrogéologiques suivis sont contrôlés non seulement par les forçages hydro-climatiques mais également par des phénomènes d'origine anthropique. L'analyse des signaux de conductivité électrique et de température indique des pics de salinité et de température associés aux précipitations les plus intenses enregistrées sur l'Ermitage, notamment lors des épisodes pluvieuses du 14/06/2011 et 29/03/2012. Les infiltrations induites par ces précipitations entraînent une percolation d'eau plus chaude et plus minéralisée. Les pics de minéralisation peuvent être expliqués par le même phénomène local observé sur les deux premiers piézomètres ; une contamination saline en provenance des horizons superficiels du sous-sol.

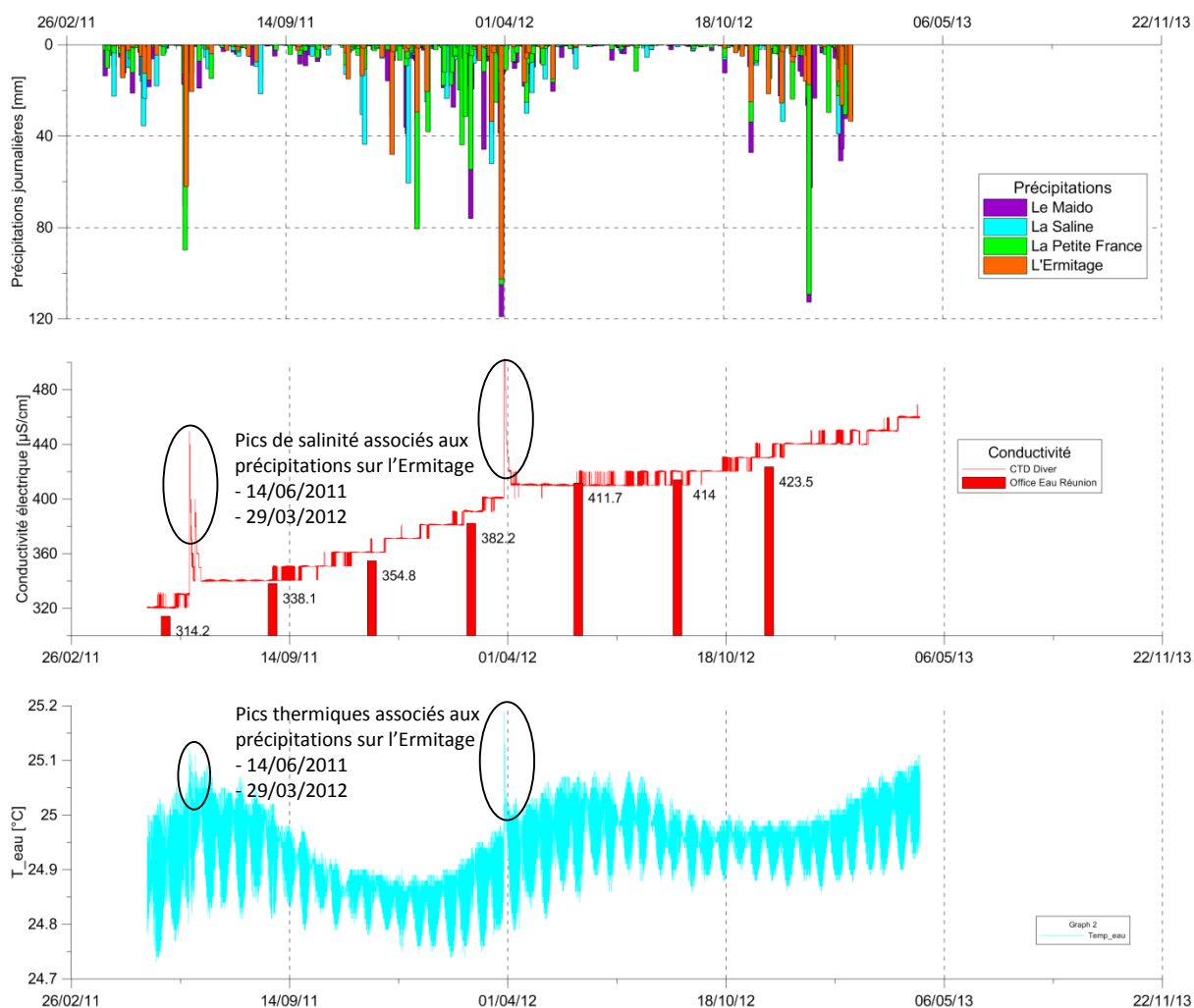


Illustration 55: Interprétation de l'évolution des paramètres physico-chimiques enregistrés sur le forage Billard 6.

En dehors de ces perturbations ponctuelles des paramètres physico-chimiques, une augmentation graduelle de la salinité de la nappe est observée sur ce forage. Cette tendance à la hausse est confirmée par les mesures manuelles réalisées à fréquence trimestrielle par l'Office de l'Eau de La Réunion.

Les analyses chimiques réalisées trimestriellement par l'Office de l'Eau sur les prélèvements d'eau au niveau de ce forage indiquent une augmentation en parallèle des teneurs en chlorures (Cl^-) et en sulfates (SO_4^{2-}). Ces analyses sont effectuées au Laboratoire Départemental des Eaux et d'Hygiène du Milieu (LDEHM). Les résultats comportent une incertitude élargie de 10%.



Illustration 56 : Evolution des teneurs en chlorures et sulfates sur le forage Billard 6.

Une relation évidente apparaît entre l'augmentation de la conductivité électrique de la nappe côtière et l'apport des solutés constatés, avec un coefficient de détermination de 0,99 pour les chlorures et de 0,98 pour les sulfates.

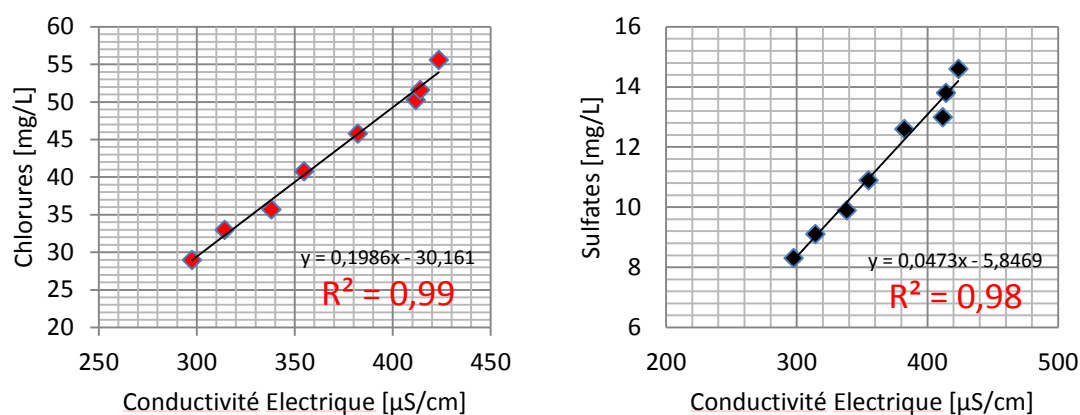


Illustration 57: Relation entre conductivité électrique et teneurs en chlorures et sulfates sur Billard 6.

D'une part, les teneurs en sodium (Na^+) restent globalement constantes ; ce qui exclue une salinisation d'origine marine. D'autre part, les teneurs en nitrates (NO_3^-) sont anormalement élevées ($>10 \text{ mg/L}$). Ces concentrations excessives dans la nappe côtière indiquent clairement l'impact d'un apport d'origine anthropique (eaux usées domestiques ou intrants agricoles).

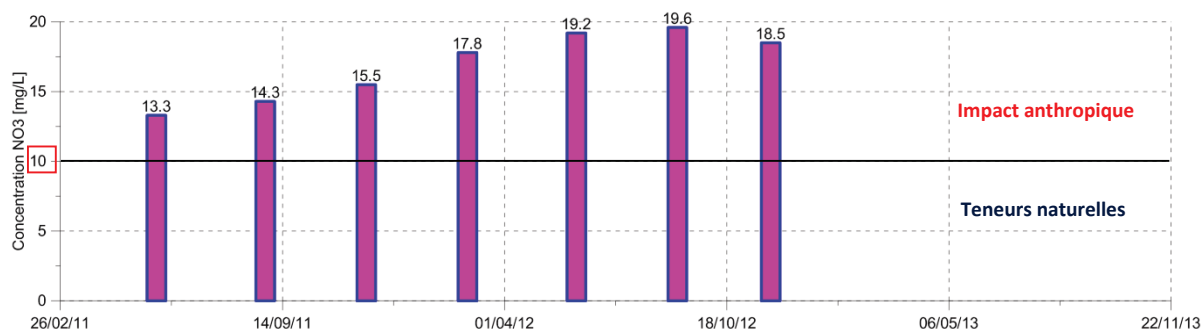


Illustration 58: Evolution des teneurs en nitrates dans le forage Billard 6.

L'origine de la contamination saline constatée ici peut être élucidée à l'aide d'outils géochimiques, notamment l'analyse des rapports molaires élémentaires (Vengosh et al. 1999) ; (Vengosh 2003) ; (Farber et al. 2007) ; Alcalá and Custodio 2008). Les différentes sources de salinité dans les eaux souterraines comportent des signatures géochimiques spécifiques, ce qui permet de les discriminer (Kloppmann et al. 2012).

Sources	Na/Cl	SO_4/Cl	B/Cl
Eau de mer	= 0,86	= 0,05	= 0,0008
Saumures primaires - résidus d'eau de mer évaporée	< 0,86	> 0,05	< 0,0008
Saumures secondaires - dissolution d'évaporites type halite	= 1	>> 0,05	< 0,0008
Retour de l'eau d'irrigation – intrants agricoles	> 1	>> 0,05	> 0,0008
Infiltration d'eaux usées domestiques	> 1	> 0,05	= 0,005

Table 11: Caractéristiques géochimiques des principales sources de salinité (d'après Vengosh, 2003).

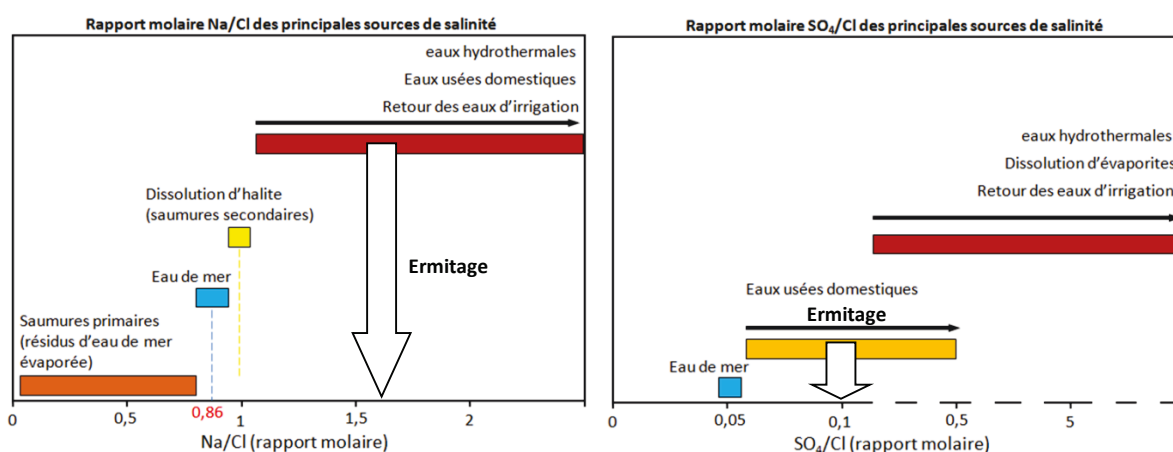


Illustration 59 : Rapports molaires Na/Cl et SO_4/Cl calculés sur le forage Billard 6.

L'analyse des rapports molaires sodium sur chlorures (Na^+/Cl^-) et sulfates sur chlorures ($\text{SO}_4^{2-}/\text{Cl}^-$) des échantillons d'eau prélevés sur le forage Billard 6 (S6) affiche des valeurs respectives de 1,6 et 0,10. Ces résultats incriminent de façon nette un impact anthropique associé à un rejet d'eaux usées domestiques.

L'analyse de l'évolution de la charge hydraulique indique une forte influence des fluctuations océaniques sur les différentes échelles temporelles. Ponctuellement, des pics de piézométrie sont observés et sont associés aux précipitations intenses et aux pics de houle cyclonique accompagnant les dépressions tropicales, notamment Dumile et Bejisa.

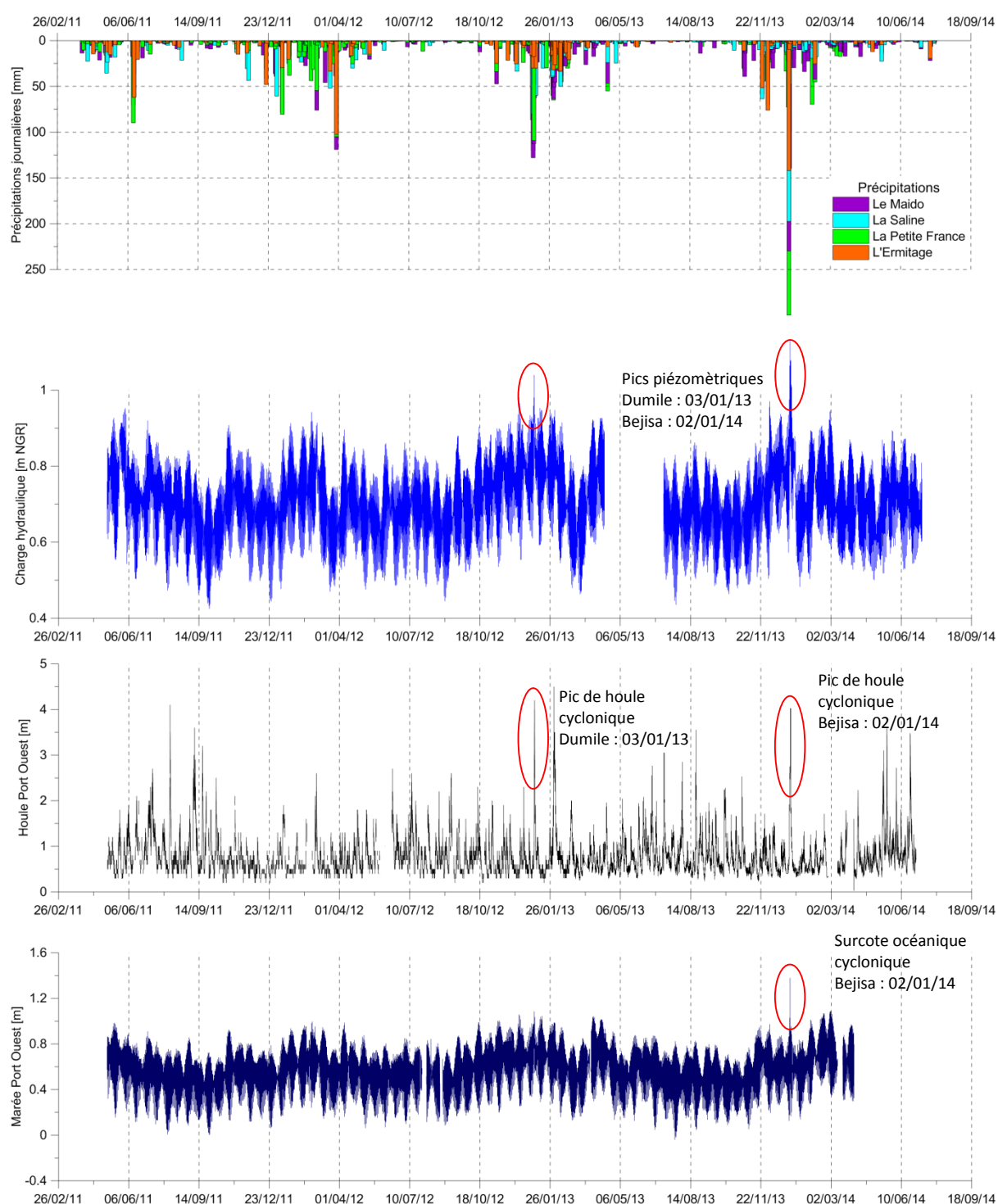


Illustration 60: Interprétation de l'évolution de la charge hydraulique enregistrée sur le forage Billard 6.

- Le forage P18

Le forage P18 ou ZBS-1B est un sondage de reconnaissance réalisé à l'altitude 1,98 m NGR et comporte une profondeur totale de 12 m. Il recoupe successivement sur les cinq premiers mètres du sable argileux, du sable corallien, grossier. Ensuite, sur une épaisseur de deux mètres, il traverse un mélange de sable grossier et de galets et colluvions basaltiques, correspondant à un paléosol. Enfin, le sondage se termine dans un basalte, d'abord vacuolaire et aphyrique et devenant scoriacé au-delà de 10 m de profondeur.

Ce sondage de reconnaissance est crépiné uniquement dans la partie basaltique de l'aquifère. La transmissivité calculée au cours de l'essai de nappe est de $1,0 \cdot 10^{-1} \text{ m}^2/\text{s}$. Les paramètres hydrodynamiques calculés sur ce forage indiquent un caractère captif avec une diffusivité avoisinant $200 \text{ m}^2/\text{s}$. Il apparaît que ce forage rencontre un milieu très diffusif ; ce qui confirme une structure captive de la nappe côtière sur une distance de près de 1000 m de la côte. La nappe côtière interceptée ici est maintenue en captivité, sous une surface d'altération associée à un paléosol ; les dépôts de colluvions basaltiques et de sables coralliens observés en surface recouvrent ce paléosol.

Les signaux hydrogéologiques enregistrés sur ce forage confirment une forte interconnexion avec le milieu marin, à l'image des points d'observation précédents, avec une amplitude moyenne des fluctuations avoisinant 0,30 m.

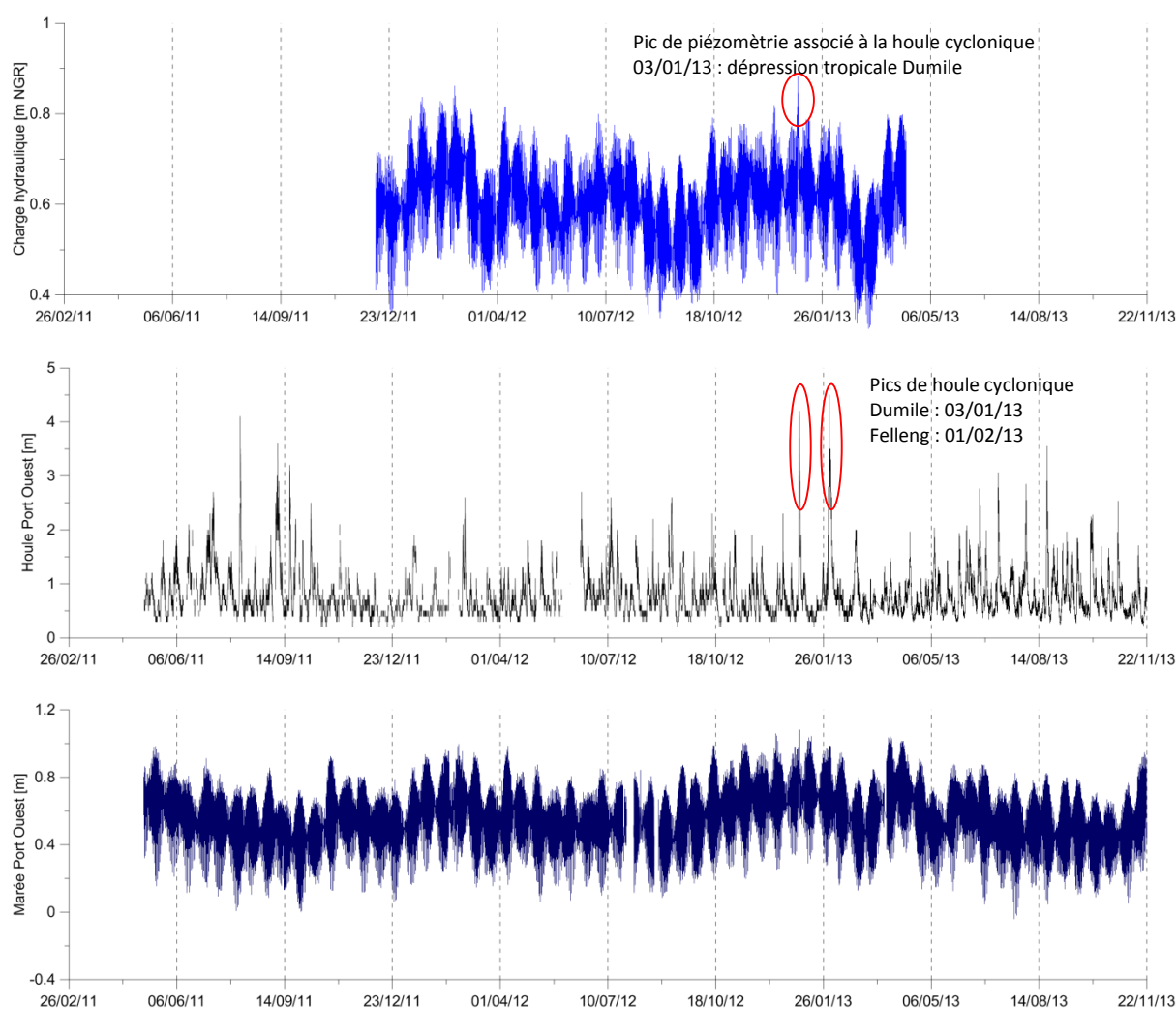


Illustration 61: Interprétation de l'évolution de la charge hydraulique enregistrée sur le forage P18.

Le signal de la conductivité électrique enregistrée sur cet ouvrage indique une baisse progressive de la minéralisation, en marches d'escalier. L'installation d'un deuxième capteur dans ce forage confirme cette tendance à la baisse observée dans la nappe de base. Cependant, les décrochages brusques des valeurs de conductivité ici peuvent être associés également à un problème de sensibilité du capteur lié à la variation de gamme des valeurs enregistrées.

Les précipitations les plus intenses localisées dans le secteur de l'Ermitage sont à l'origine d'une légère baisse de la salinité et d'une importante augmentation de température de la nappe. Ces observations laissent croire que les infiltrations locales n'entraînent pas d'apport de solutés dans la nappe de base au niveau de ce forage ; ceci laisse supposer un isolement de la nappe captive basaltique par rapport à la nappe des sables. Par ailleurs, en raison de la faible épaisseur de la zone non saturée (1,30 m), les températures de la nappe à l'altitude 0 m NGR restent très perturbées par les fluctuations thermiques de surface.

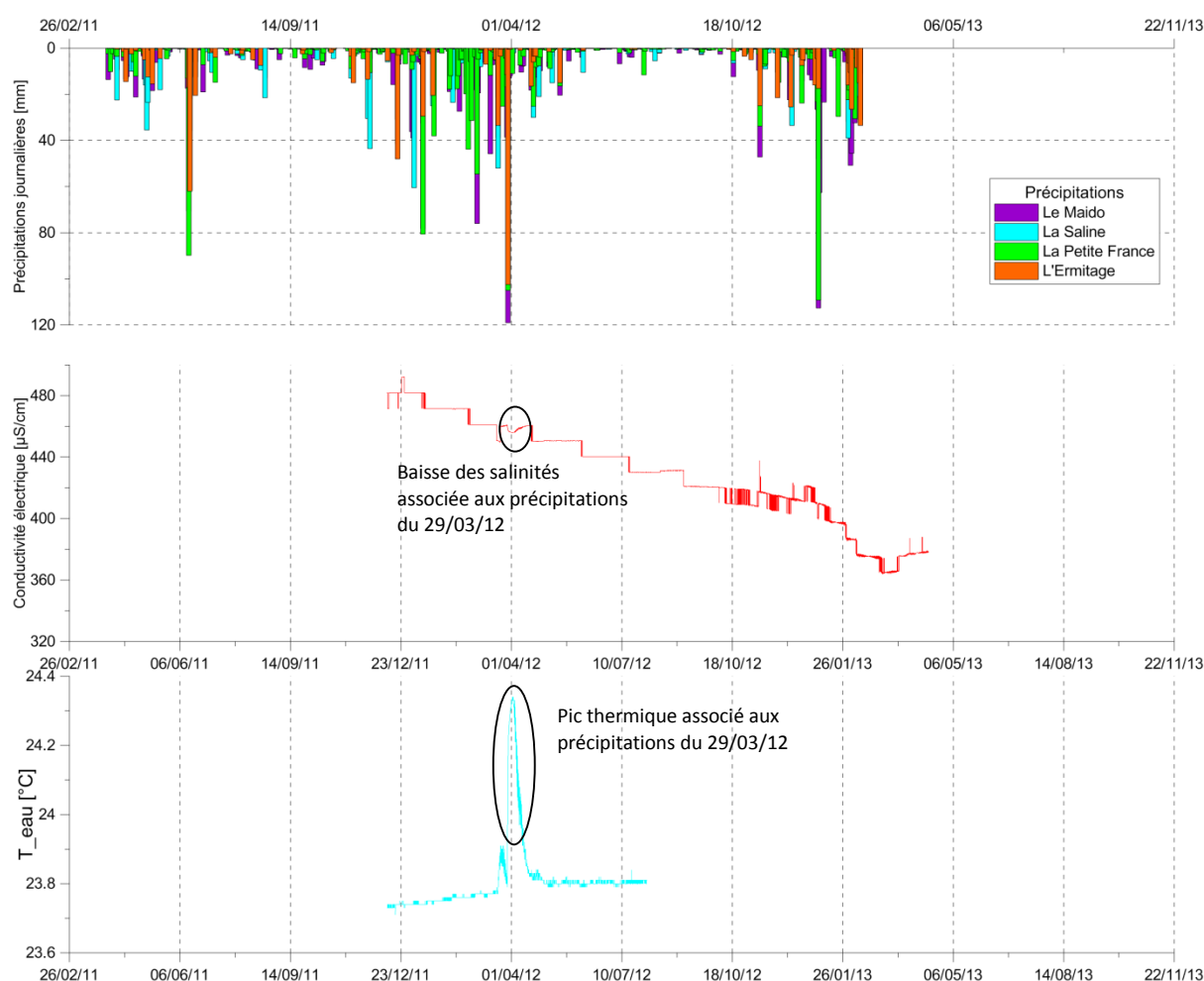


Illustration 62: Interprétation de l'évolution des paramètres physico-chimiques dans le forage P18.

- Le forage F2

Le forage F2 est réalisé à des fins de prospection à l'altitude 46 m NGR. Il atteint une profondeur totale de 79 m. Il recoupe successivement des basaltes sub-aphyrique et des basaltes à olivine. Enfin de travaux, le niveau statique se stabilise à 45,75 m/sol. Le forage intercepte la nappe basaltique sur une épaisseur de 33 m. Il traverse des terrains très peu fissurés. Au cours l'essai de nappe, il fournit un débit de 77 m³/h avec un rabattement de 7,9 m. La transmissivité apparente de l'aquifère y est estimée à $1,0 \cdot 10^{-2}$ m²/s. Les très faibles diffusivités (≈ 10 m²/s) indiquent un caractère libre de la nappe basaltique au droit de l'ouvrage.

Les enregistrements réalisés rendent compte de l'impact des forçages externes océaniques et pluviométriques sur la nappe côtière. Le signal de la conductivité électrique indique une décroissance progressive de la minéralisation telle qu'observée sur le signal recueilli au piézomètre P18. Les deux capteurs installés sur cet ouvrage indiquent cette même tendance. En dehors de cette évolution globale, il apparaît que l'impact des précipitations les plus intenses sur la nappe diffère selon la localisation de l'évènement pluvieux : les précipitations localisées en amont du site d'étude (à la Petite France et au Mado) entraînent des baisses de conductivité électrique quasi-instantanées (près de 100 μ S/cm) liées à la recharge d'eau douce météorique correspondante.

A l'inverse, lorsque des précipitations importantes (plus de 100 mm/jour) sont enregistrées sur le secteur de l'Ermitage, les infiltrations locales provoquent des pics de salinité quasi-systématiques, mais différés de quelques heures après l'évènement pluvieux.

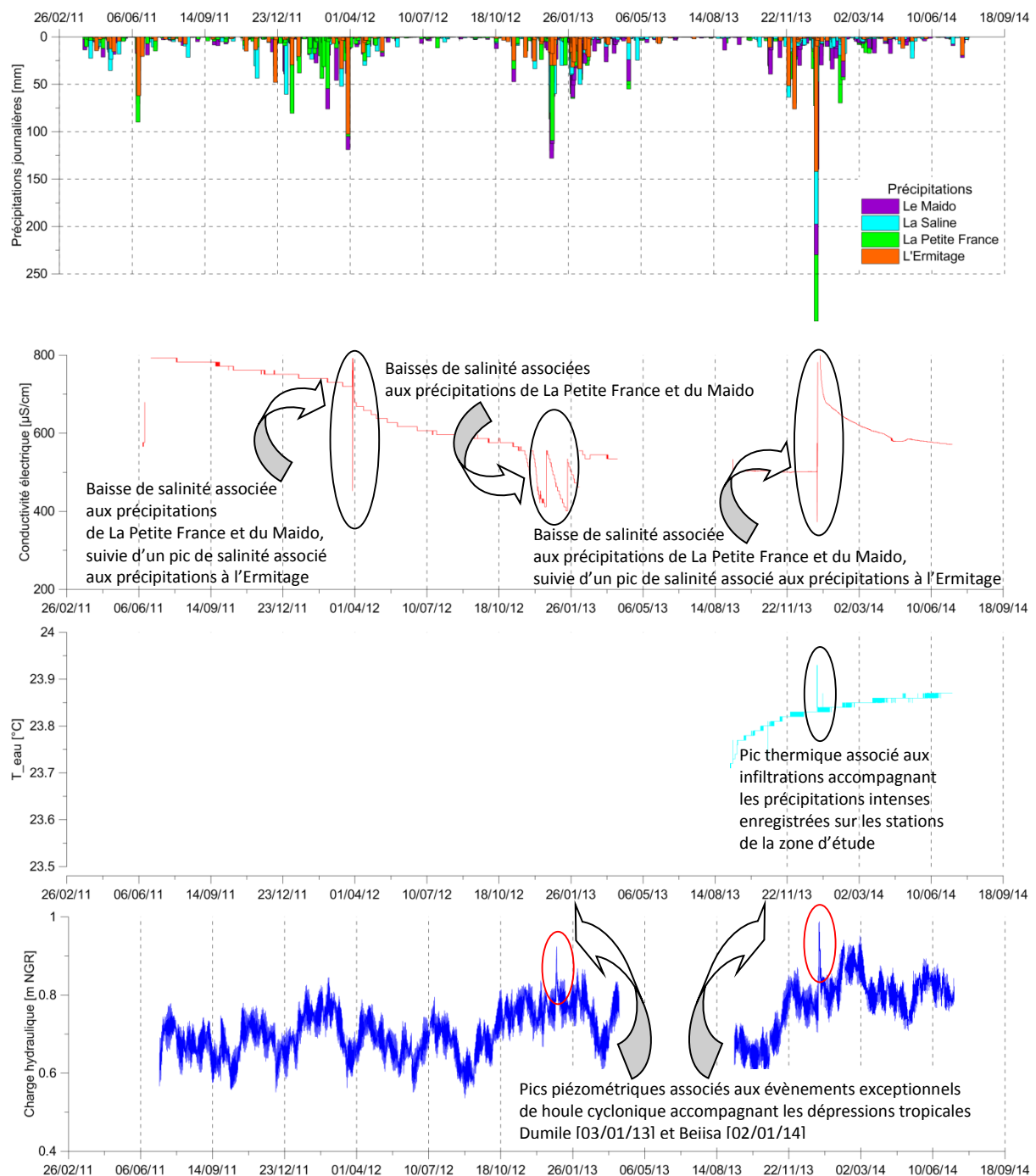


Illustration 63: Interprétation de l'évolution des paramètres hydrogéologiques au droit du forage F2.

L'analyse des informations hydrogéologiques issues des piézomètres de la plaine côtière de l'Ermitage permet d'établir une coupe hydrogéologique interprétative parallèle à la côte et passant par différents forages. Les ouvrages S3 et S4 sont complètement ensevelis et n'ont donc pas été instrumentés. Les forages P18 et F2 ne sont pas recoupés par cette coupe transversale.

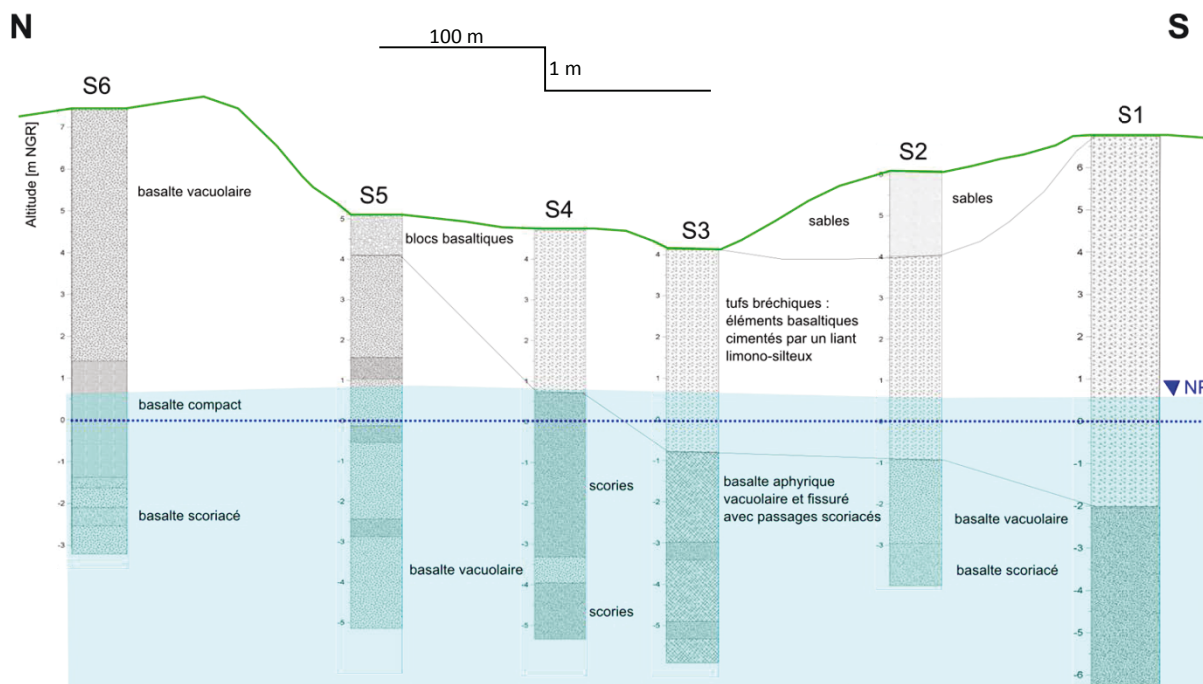


Illustration 64: Coupe hydrogéologique interprétative de la plaine côtière de l'Ermitage (NP= niveau piézométrique)

La synthèse des observations réalisées sur la plaine côtière de l'Ermitage permet de proposer un schéma conceptuel du fonctionnement hydrogéologique de la nappe côtière de l'Ermitage. Ce schéma sous-entend que les effets des précipitations sur les paramètres physico-chimiques de la nappe diffèrent selon la localisation de l'évènement pluvieux.

Les précipitations enregistrées en amont des sites d'étude sont plus abondantes et participent à la recharge de la nappe de base. Elles se caractérisent par l'arrivée dans la nappe d'une eau météorique moins minéralisée et plus chaude en raison de son trajet au travers l'encaissant basaltique plus chaud. Ces évènements pluvieux localisés en altitude n'entraînent pas de pics de salinité au niveau de la nappe de base.

Les précipitations enregistrées dans la zone littorale sont plus rares et souvent de très faible intensité. Cependant, lors des épisodes pluvieux les plus intenses, l'eau météorique percolant à travers la zone non saturée peut entraîner une arrivée de solutés dans la nappe de base. Cette zone étant d'un côté plus anthropisée et de l'autre soumis au dépôt d'embruns marins est susceptible de contenir des particules chargées dans les horizons superficiels de l'aquifère. Les infiltrations peuvent ainsi ramener en solutions ces éléments et provoquer de façon ponctuelle les sauts de salinité observés à chaque évènement pluvieux majeur sur la zone côtière. Ces pics de salinité sont néanmoins limités dans le temps et se résorbent relativement vite en raison de la recharge importante provenant de la zone amont.

Enfin, il apparaît que différentes sources de salinité peuvent être incriminées dans le secteur de l'Ermitage ; les dépôts d'embruns marins (Na^+ , Cl^- ...), les rejets d'eaux usées domestiques (SO_4^{2-} , Cl^- ...) ou encore l'infiltration des intrants issus de l'activité agricole dont les particules polluantes comme les nitrates (NO_3^-) peuvent être restituées dans le milieu naturel de façon différée en raison d'interactions eau-roche complexes.

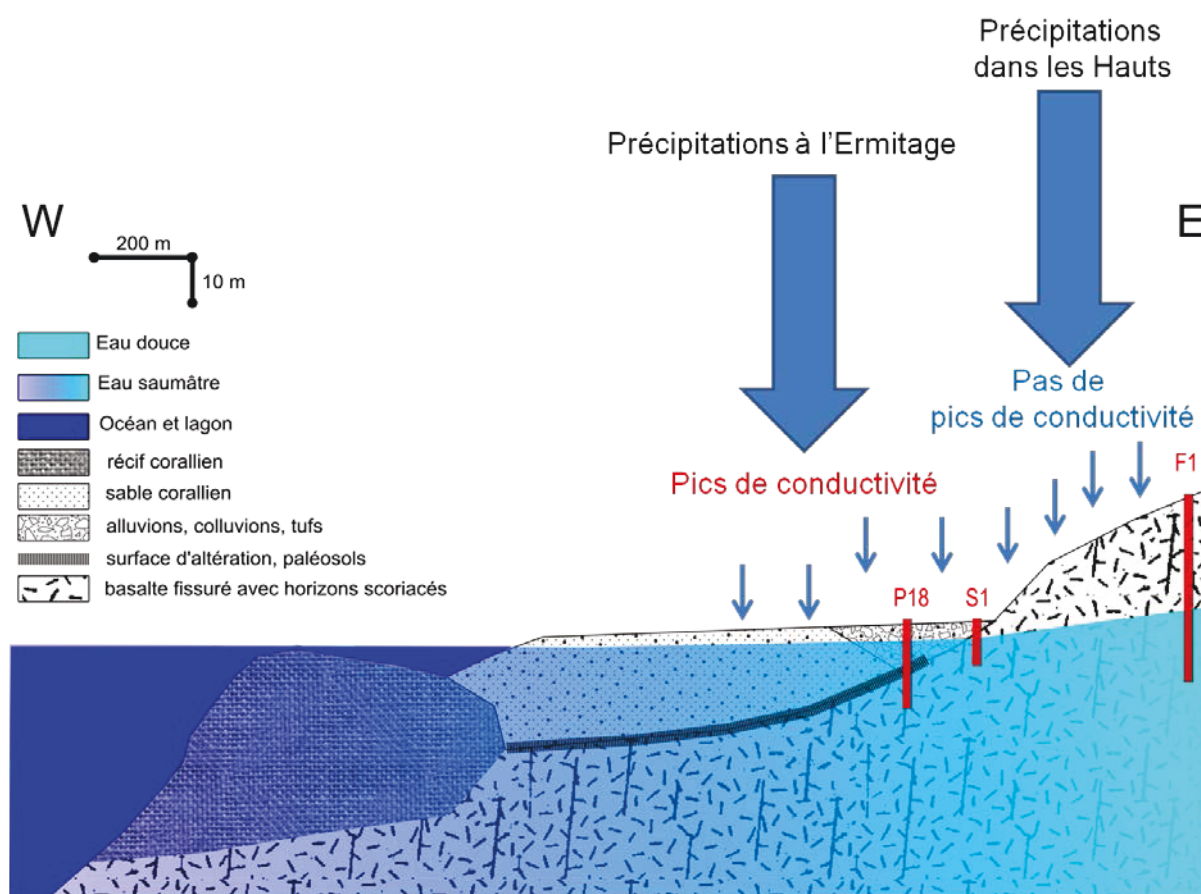


Illustration 65: Schéma conceptuel du fonctionnement hydrogéologique de la nappe côtière de l'Ermitage.

b) Le secteur de La Saline

L'hydrogéologie de la zone côtière de La Saline se caractérise par la présence de formations géologiques relativement homogènes comportant une nappe de base dans des conditions hydrodynamiques de non confinement. Au niveau de cette zone côtière, quatre forages sont instrumentés et ont fourni des enregistrements fiables pour l'interprétation du fonctionnement hydrogéologique de la nappe de base. Il s'agit des forages de Bellevue, de Ravine Tabac (F22), de la Grande Ravine (P5) et de Fond Jardin (P9).

- Le piézomètre de Bellevue

Le piézomètre localisé dans la zone de Bellevue en aval du forage d'exploitation de La Saline, à l'altitude 37,5 m NGR comporte une profondeur de 38 m (probablement après éboulement). Il traverse des formations basaltiques fissurées et scoriacées à certains endroits. Situé à seulement 400 m de la côte, la nappe côtière interceptée au niveau de ce point d'observation est sous l'influence des précipitations et des fluctuations océaniques à différentes fréquences.

Les signaux de la charge hydraulique, de la conductivité électrique et de la température sont fortement contrôlés par les variations marégraphiques et par la houle. Il apparaît que les pics de piézométrie et de conductivité électrique sont systématiquement associés aux événements de houle. En dehors de ces perturbations ponctuelles, la conductivité électrique est plus basse pendant l'hiver austral (période sèche) et augmente au cours de l'été austral (saison pluvieuse).

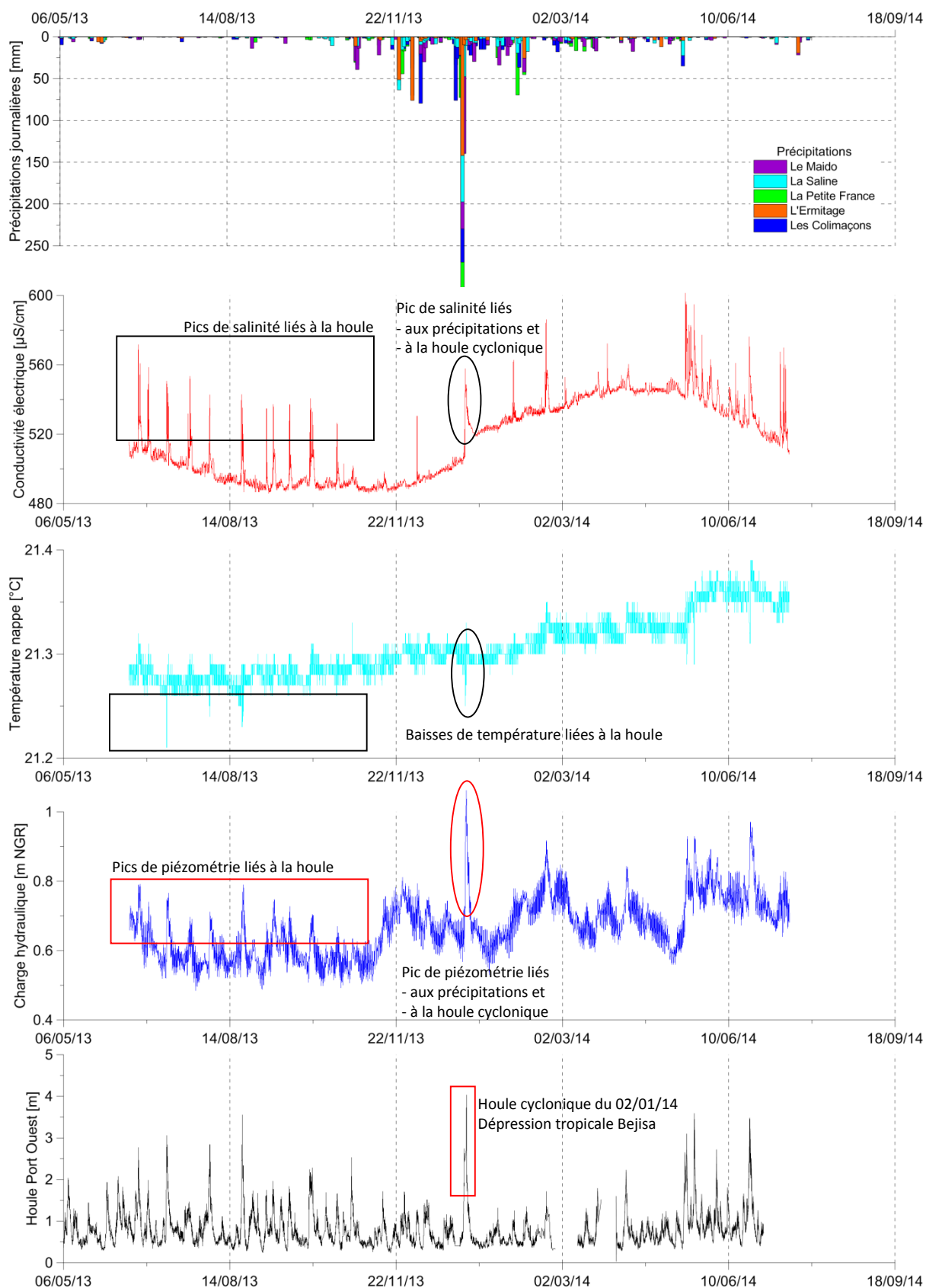


Illustration 66: Interprétation de l'évolution des paramètres hydrologiques enregistrés dans le forage de Bellevue

- Le forage de la Ravine Tabac

Le forage localisé dans le lit de la Ravine Tabac, à l'altitude 60,21 m NGR comporte une profondeur de 72 m. Il traverse des formations basaltiques scoriacées et intercepte une nappe d'eau saumâtre (1900 $\mu\text{S}/\text{cm}$). Situé à 900 m de la côte, la nappe côtière interceptée au niveau de ce point d'observation est sous l'influence des précipitations les plus exceptionnelles (dépressions tropicales) et des fluctuations océaniques, notamment de basses fréquences. Le ruissellement de la ravine enregistré le 02/01/14 (dépression tropicale Bejisa) s'est traduit par une infiltration d'eau douce de température plus élevée que celle de la nappe et une baisse ponctuelle de la salinité.

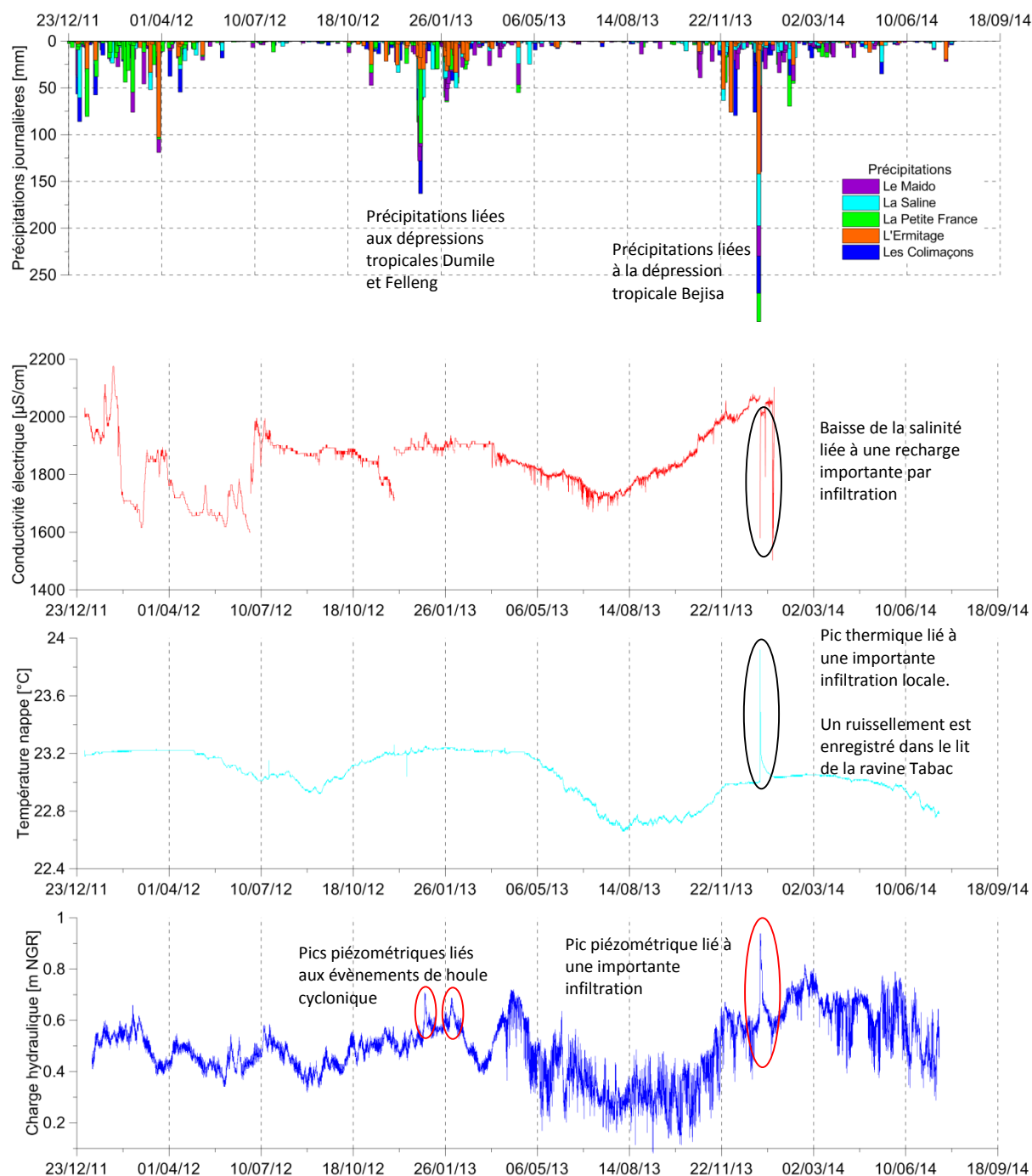


Illustration 67: Interprétation de l'évolution des paramètres hydrologiques enregistrés à la Ravine Tabac

- Le piézomètre de la Grande Ravine (P5)

Le piézomètre P5 est localisé dans le lit de la Grande Ravine, à l'altitude 21,27 m NGR. Il atteint une profondeur de 63 m. Il traverse, après 12 m de recouvrement alluvionnaire grossier, des formations basaltiques massives, vacuolaires et scoriacées de la phase III du Piton des Neiges. Il intercepte une nappe d'eau douce vers 20 m de profondeur (à l'altitude 1 m NGR) qui s'épaissit jusqu'à -12 m NGR. Au-delà de cette altitude, la minéralisation de la nappe augmente sensiblement jusqu'à atteindre des valeurs d'eau saumâtre vers -28 m NGR. Situé à 570 m de la côte, la nappe côtière interceptée au niveau de ce point d'observation est sous l'influence des précipitations localisées en amont (provoquant ou non un ruissellement dans la ravine) et des fluctuations océaniques, de hautes et basses fréquences. Les phases de ruissellements de la ravine accompagnant les événements pluvieux majeurs se traduisent par une infiltration d'eau douce de température plus élevée que celle de la nappe et une baisse momentanée de la salinité.

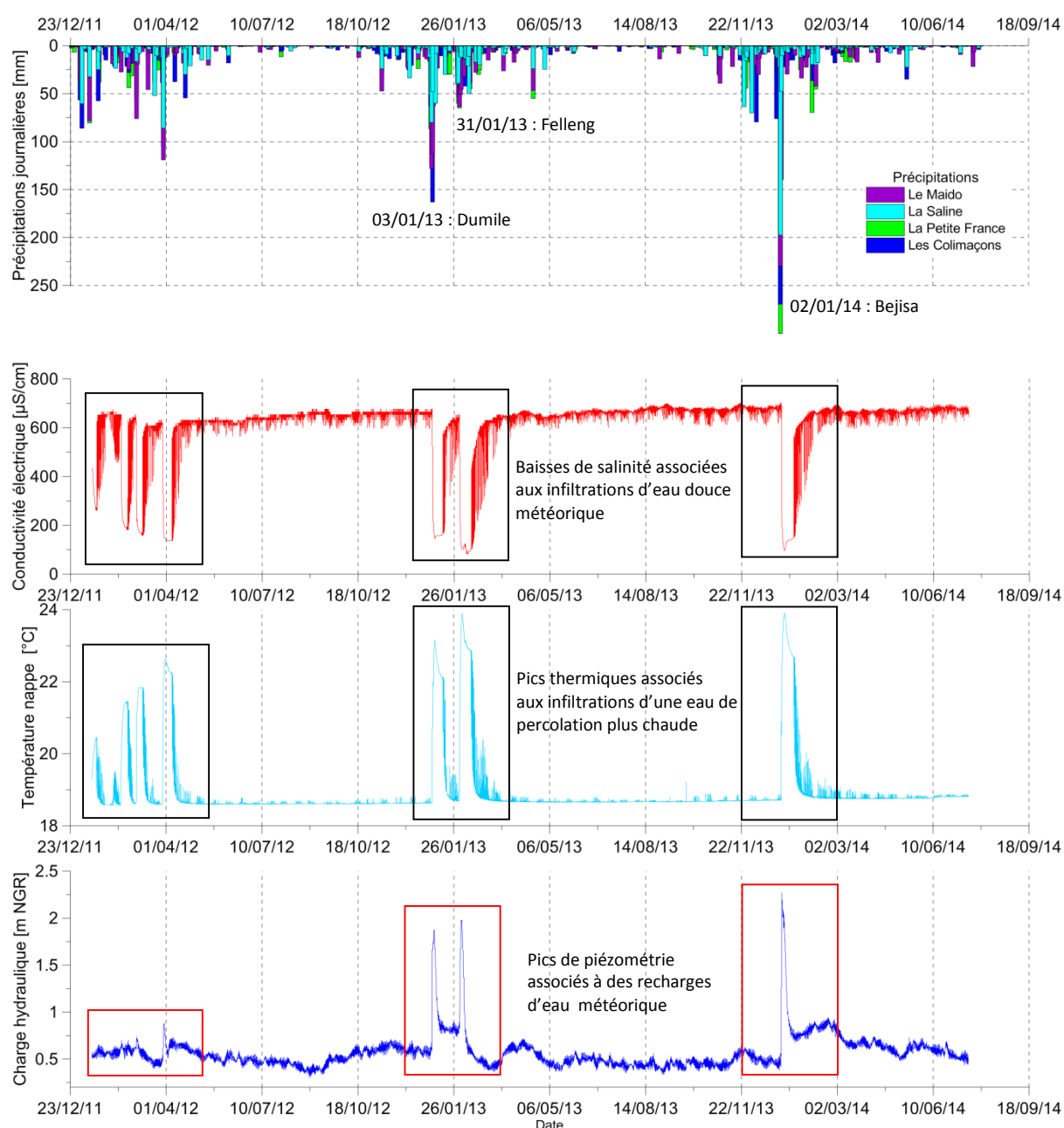


Illustration 68 : Interprétation de l'évolution des paramètres hydrologiques enregistrés à la Grande Ravine

- Le piézomètre de Fond Jardin (P9)

Le piézomètre P9 est localisé au lieu-dit Fond Jardin, au sud de la Grande Ravine, à l'altitude 74,41 m NGR en amont d'une falaise côtière haute de près de 50 m. Il atteint une profondeur de 116 m. Il traverse essentiellement une succession de formations basaltiques massifs et scoriacées de la phase III du Piton des Neiges. Il intercepte une nappe d'eau relativement minéralisée à l'altitude 0,75 m NGR qui s'épaissit jusqu'à -16 m NGR. Au-delà de cette altitude, la minéralisation de la nappe augmente sensiblement jusqu'à atteindre des valeurs d'eau saumâtre vers -20 m NGR. Situé à seulement 360 m de la côte, la nappe côtière interceptée au niveau de ce point d'observation est soumise à l'impact des fluctuations océaniques, de hautes et basses fréquences, notamment les houles australes et les houles cycloniques.

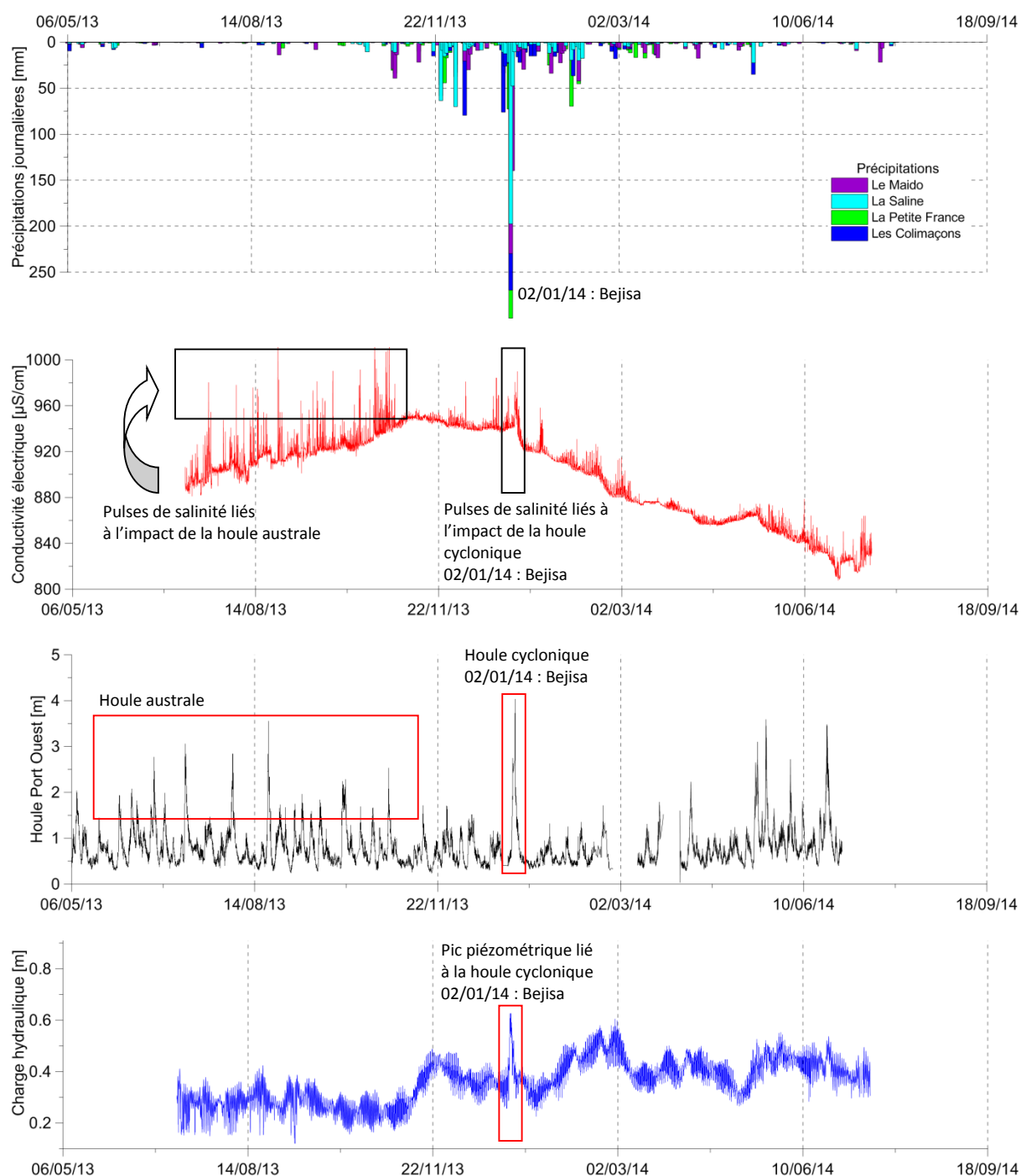


Illustration 69 : Interprétation de l'évolution des paramètres hydrologiques enregistrés sur le forage P9

En somme, les réponses enregistrées révèlent une grande variabilité de comportements hydrologiques, avec des réactions spécifiques pour chaque ouvrage instrumenté. Cette hétérogénéité rend l'interprétation très complexe. Ce constat confirme la nécessité de normaliser au maximum les protocoles de mesures appliquée aux milieux volcaniques. Une réflexion préalable doit porter aussi bien sur le choix du forage que sur la position verticale de la sonde.

3.2.2. Analyse harmonique des signaux enregistrés

L'interprétation de l'ensemble des signaux enregistrés suggère une forte influence du milieu marin sur l'évolution des paramètres hydrologiques de la nappe côtière. Cet impact du milieu océanique peut être quantifié au moyen d'une analyse harmonique de l'ensemble des signaux recueillis. Cette analyse est réalisée à l'aide d'un script modifié basé sur la fonction T_Tide (Pawlowicz et al. 2002). Le script T-Tide est un outil d'analyse statistique développé sur le logiciel Matlab. Il permet d'identifier dans un signal hydrogéologique les composantes majeures du signal marégraphique ; les oscillations semi-diurnes, diurnes, mensuelles ou saisonnières. Il renseigne également sur les contributions relatives de ces composantes sur les hauteurs d'eau ou les conductivités électriques enregistrées.

Une fois l'analyse statistique réalisée et les composantes majeures déterminées, T-Tide simule un signal prédit considérant uniquement la marée. Ce signal prédit est soustrait au signal brut enregistré, nous permettant ainsi d'obtenir un signal résiduel des hauteurs d'eau. Ce signal résiduel sera uniquement fonction de la houle, des variables météorologiques (pluviométrie) ou anthropiques (pompages).

Ce travail permet d'obtenir la part des signaux observés dans les forages qui peut être expliquée par les composantes de la marée. Les coefficients de corrélation obtenus renseignent sur la sensibilité et donc la vulnérabilité des nappes côtières vis-à-vis des forçages océaniques.

a) Interprétation de l'analyse harmonique des signaux hydrologiques

Sur l'ensemble des forages instrumentés, les signaux obtenus sont analysés à l'aide du script T_Tide écrit sur Matlab. Les signaux observés sont comparés aux signaux prédits par les composantes de la marée. Le signal résiduel obtenu correspond à la différence entre le signal observé et le signal prédit. Il est donc soumis à l'impact de facteurs extérieurs à la marée notamment les facteurs pluviométriques ou anthropiques. Les séries temporelles enregistrées sur les forages couvrent des périodes allant de 12 à 20 mois d'enregistrements. Toutes les fréquences de la marée peuvent donc être recherchées dans les signaux observés. L'ensemble des rapports de l'analyse harmonique est disponible en annexe 4.

Ce type de traitement du signal a permis d'obtenir des coefficients de corrélation entre les fluctuations océaniques et l'évolution des paramètres enregistrés dans les forages. Cette analyse met en avant la sensibilité des différents contextes géologiques rencontrés vis-à-vis des forçages externes océaniques.

	Charge hydraulique [%]	Conductivité électrique [%]	Température [%]
Billard1	72	15	91
Billard2	75	37	13
Billard5	71	52	81
Billard6	70	20	59
P18 Ermitage	73	10	30
F2 Ermitage	40	7	5
Lot. Bellevue	45	88	54
Ravine Tabac	46	40	51
Grande Ravine	32	28	24
P9 Fond Jardin	65	85	67

Table 12: Coefficients de corrélation des paramètres enregistrés par rapport aux prédictions des composantes marégraphiques

Sur l'ensemble des graphiques présentés dans cette partie, le signal prédit est représenté en noir, le signal observé en bleu et le signal résiduel en rouge.

- Le piézomètre Billard 1 Ermitage

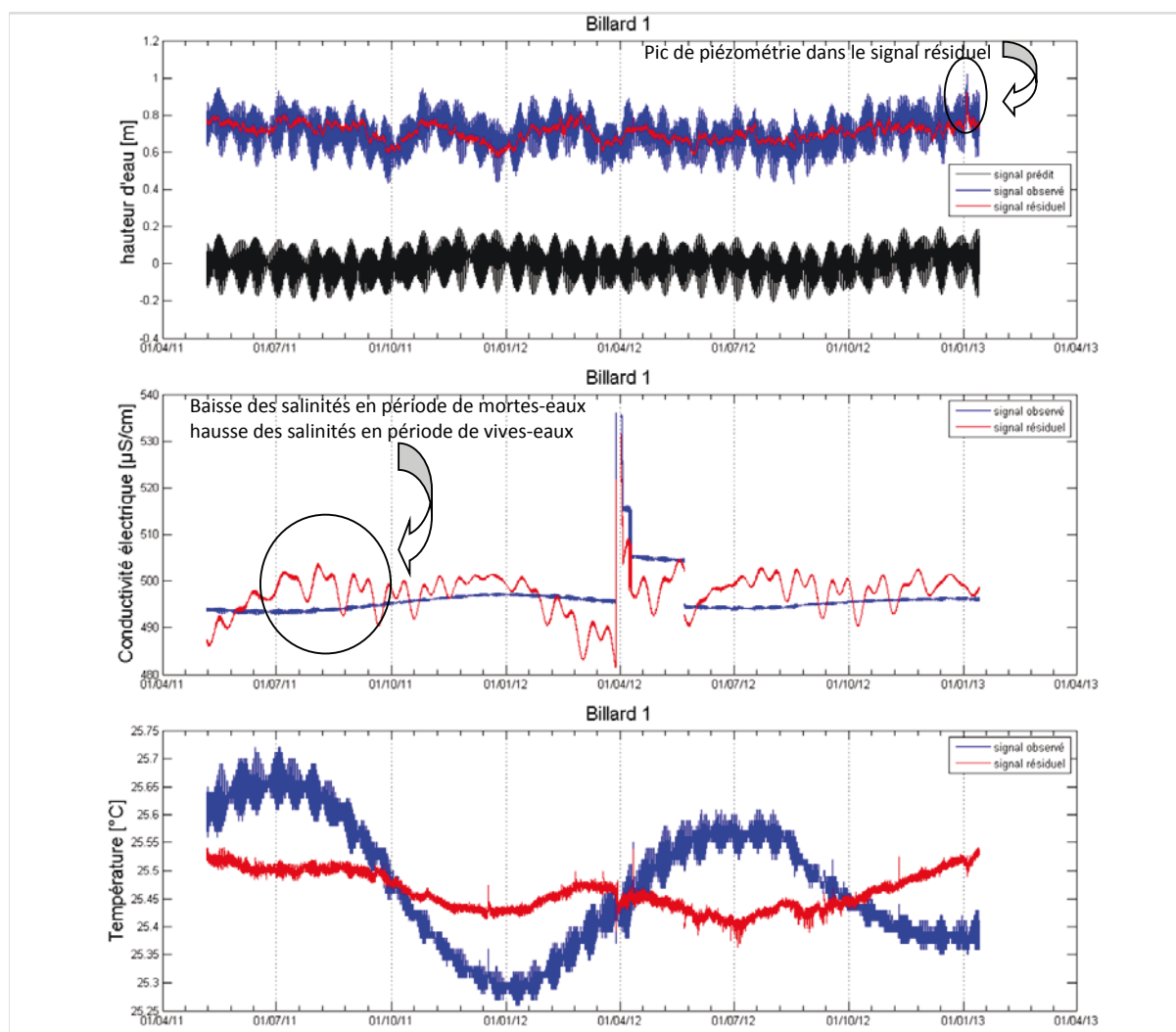


Illustration 70: Analyse harmonique des signaux enregistrés sur le piézomètre Billard 1

Le signal piézométrique enregistré au piézomètre Billard 1 est expliqué à **72%** par les fluctuations océaniques. Le signal résiduel (28%) est contrôlé davantage par la recharge en amont du site d'étude que par les infiltrations importantes accompagnant les périodes de forte pluviométrie au droit de l'ouvrage.

Le signal de la conductivité électrique n'est expliqué qu'à hauteur de 15,1 % par les fluctuations marégraphiques. La salinité de ce forage est contrôlée en grande partie par les infiltrations au droit du site et par des phénomènes liés à l'état de l'ouvrage ou aux activités anthropiques. Il apparaît toutefois que le signal résiduel est influencé par les phases lunaires ; des baisses de conductivité accompagnent systématiquement les périodes de mortes eaux, tandis que les vives-eaux se traduisent par une hausse des salinités.

Le signal de température est expliqué à 91% par les fluctuations océaniques. Il s'agit du forage le plus sensible aux transferts thermiques entre la nappe et l'océan. Le signal résiduel très faible reste influencé par les variations thermiques atmosphériques en raison de la faible épaisseur de zone non saturée (6 m en moyenne).

- Le piézomètre Billard 2 Ermitage

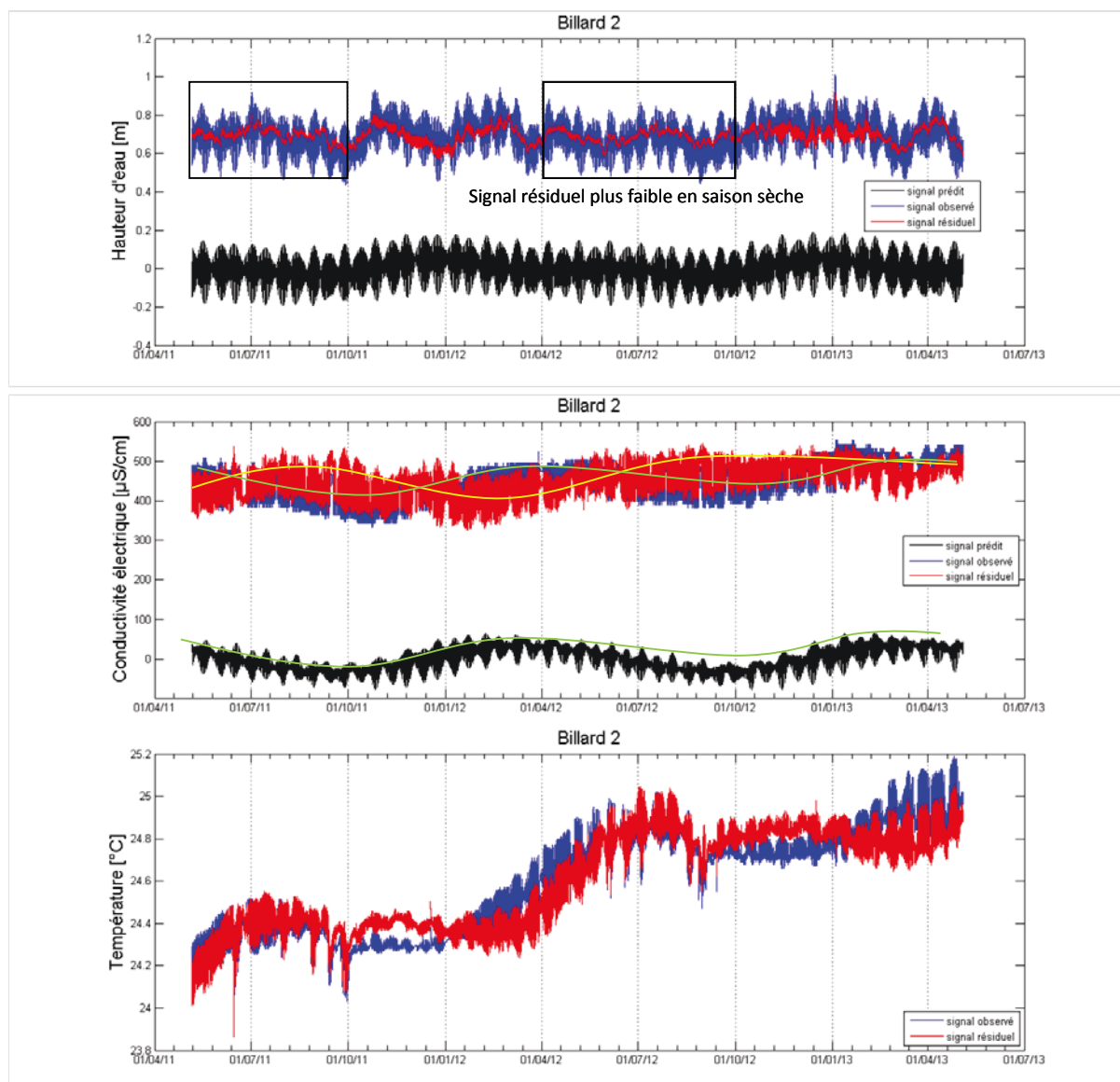


Illustration 71: Analyse harmonique des signaux enregistrés sur le piézomètre Billard 2

Le signal piézométrique enregistré au piézomètre Billard 2 est expliqué à **75%** par les fluctuations océaniques. Le signal résiduel résultant (25%) semble être contrôlé davantage par la recharge en amont du site d'étude que par les infiltrations au droit de l'ouvrage. En effet, le signal résiduel s'amplifie pendant les périodes les plus arrosées et s'amoindrit considérablement pendant les périodes sèches.

Le signal de la conductivité électrique n'est expliqué qu'à hauteur de 37 % par les fluctuations marégraphiques. Comme pour l'ouvrage précédent, la conductivité électrique de ce forage est contrôlée en grande partie par les infiltrations au droit du site et par des phénomènes liés à l'état de l'ouvrage ou aux activités anthropiques.

Si bien que l'évolution globale du signal résiduel (courbe jaune) semble être déphasée par rapport à celle du signal observé (courbe verte) qui est parfaitement en phase avec l'évolution générale du signal filtré prédit par les composantes marégraphiques.

Enfin, le signal de température n'est expliqué qu'à 13% par les fluctuations océaniques. Ce forage est très peu sensible aux transferts thermiques entre la nappe et l'océan. Le signal résiduel est très important et semble être influencé par les variations thermiques diurnes atmosphériques en raison de la faible épaisseur de zone non saturée (5 m en moyenne).

- Le piézomètre Billard 5 Ermitage

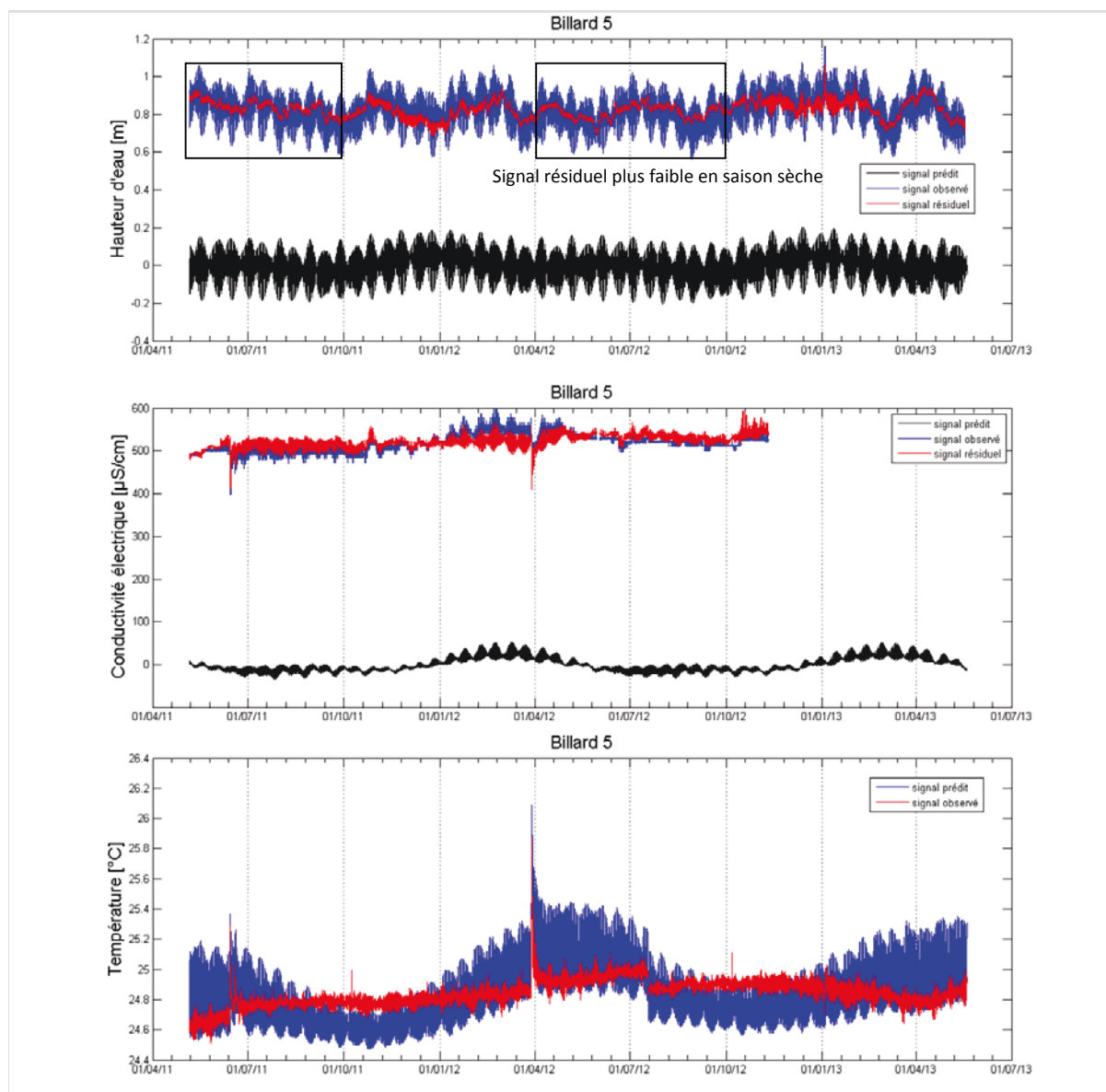


Illustration 72: Analyse harmonique des signaux enregistrés au piézomètre Billard 5

Le signal piézométrique enregistré au piézomètre Billard 5 est expliqué à **71%** par les composantes de la marée. Le signal résiduel résultant (29%) reste relativement important sur toute la période des mesures. Il est contrôlé en grande partie par les infiltrations et la recharge en amont du site d'étude.

Le signal de la conductivité électrique est expliqué à 52 % par les composantes marégraphiques. Comme pour les précédents, le signal résiduel est contrôlé en grande partie par les infiltrations au droit du site et par des phénomènes liés à l'état de l'ouvrage.

Enfin, le signal de température est expliqué à 81% par les composantes marégraphiques. Ce forage est relativement sensible aux transferts thermiques entre la nappe et l'océan, plus particulièrement à l'échelle de la marée journalière. L'évolution globale des températures de la nappe superficielle reste également influencée par les variations thermiques atmosphériques.

- Le piézomètre Billard 6 Ermitage

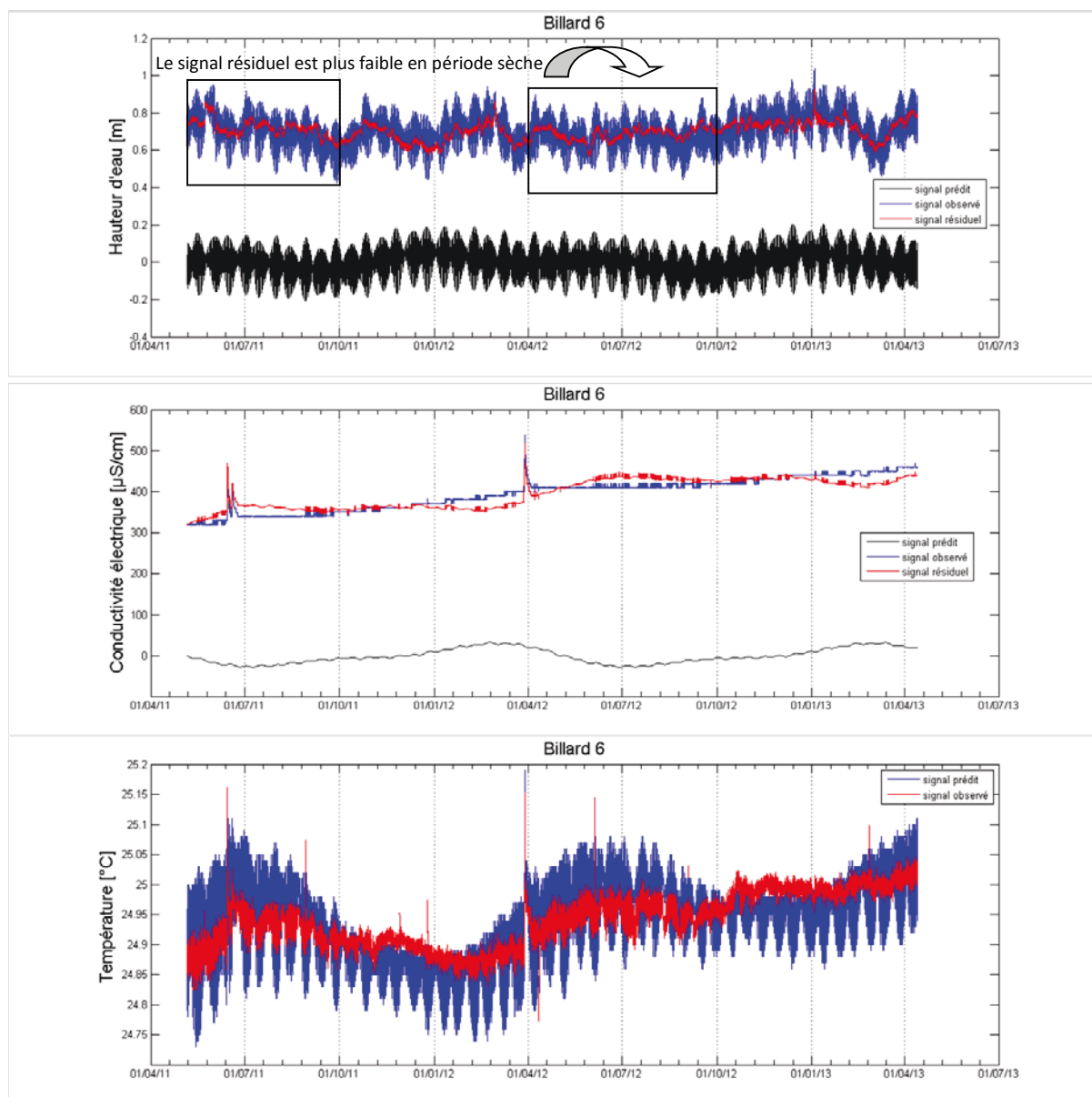


Illustration 73: Analyse harmonique des signaux enregistrés au piézomètre Billard 6

Le signal piézométrique enregistré au piézomètre Billard 6 est expliqué à **70%** par les composantes de la marée.

Le signal résiduel résultant (30%) reste relativement important et particulièrement l'été austral où celui-ci est contrôlé en grande partie par la recharge en amont du site d'étude et les fluctuations océaniques non prédites par les infiltrations au droit de l'ouvrage.

A l'inverse, comme sur le piézomètre Billard 2, le signal résiduel est plus faible en saison sèche, en raison de l'absence de perturbations pluviométriques.

Le signal de la conductivité électrique est expliqué à seulement 20% par les composantes marégraphiques. Comme pour les précédents, le signal résiduel est contrôlé en grande partie par les infiltrations au droit du site et surtout par des phénomènes liés aux activités anthropiques notamment les rejets d'eaux usées domestiques et, dans une moindre mesure, la remobilisation d'intrants agricoles.

Enfin, le signal de température est expliqué à 59% par les composantes marégraphiques. En dehors de l'impact des infiltrations ponctuelles, ce forage est relativement sensible aux transferts thermiques entre la nappe et l'océan, plus particulièrement à l'échelle de la marée journalière.

- Le piézomètre P18 Ermitage

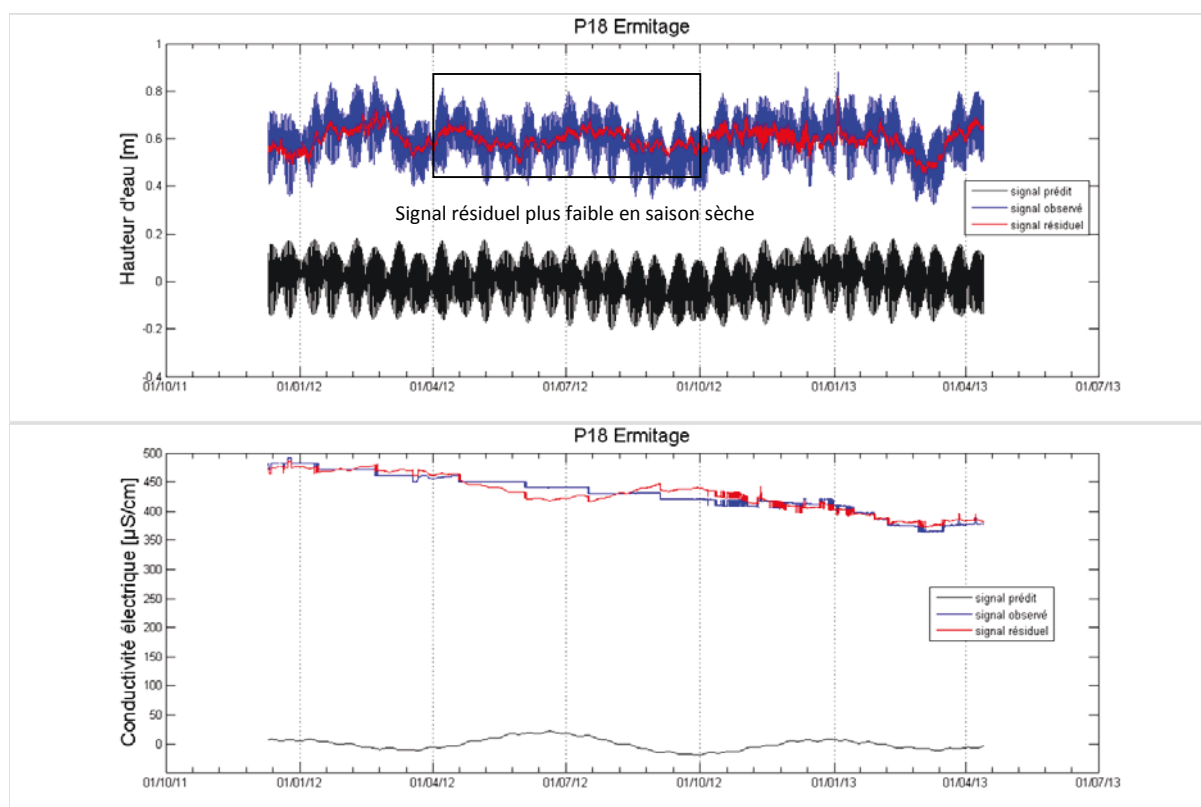


Illustration 74: Analyse harmonique des signaux enregistrés sur le piézomètre P18 de l'Ermitage

Le signal piézométrique enregistré au piézomètre P18 est expliqué à **73%** par les composantes de la marée. Le signal résiduel résultant (27%) demeure relativement faible et s'atténue durant la saison sèche.

Le signal de la conductivité électrique est expliqué à seulement 10 % par les composantes marégraphiques. Comme pour les précédents, le signal résiduel peut être contrôlé par les infiltrations au droit du site et par des phénomènes liés à l'état de corrosion avancé du tubage.

Sur toute la période des observations, une tendance générale à la baisse des conductivités électriques est constatée. Ce phénomène externe aux variations océaniques a pour effet d'amplifier le signal résiduel qui est dominant sur ce point d'observation.

Enfin, le signal de température est expliqué à 30% par les composantes marégraphiques. Cependant, le capteur de température affiche des enregistrements très peu fiables à la fin de la série chronologique, probablement sous l'impact des variations thermiques atmosphériques ; l'épaisseur de la zone non saturée étant de seulement 1 m sur ce forage. Les résultats de l'analyse ne sont pas représentés sur le graphique prédédent.

- Le forage F2 de l'Ermitage

Parmi les ouvrages constituant le réseau d'observation, le forage F2 de l'Ermitage est le plus éloigné de la côte (1350 m). A cette distance, le signal piézométrique est expliqué à **40 %** par les composantes de la marée. Le signal résiduel reste relativement faible en amplitude. Il peut s'expliquer essentiellement par les pics de piézométrie accompagnant les périodes de recharge de la nappe de base.

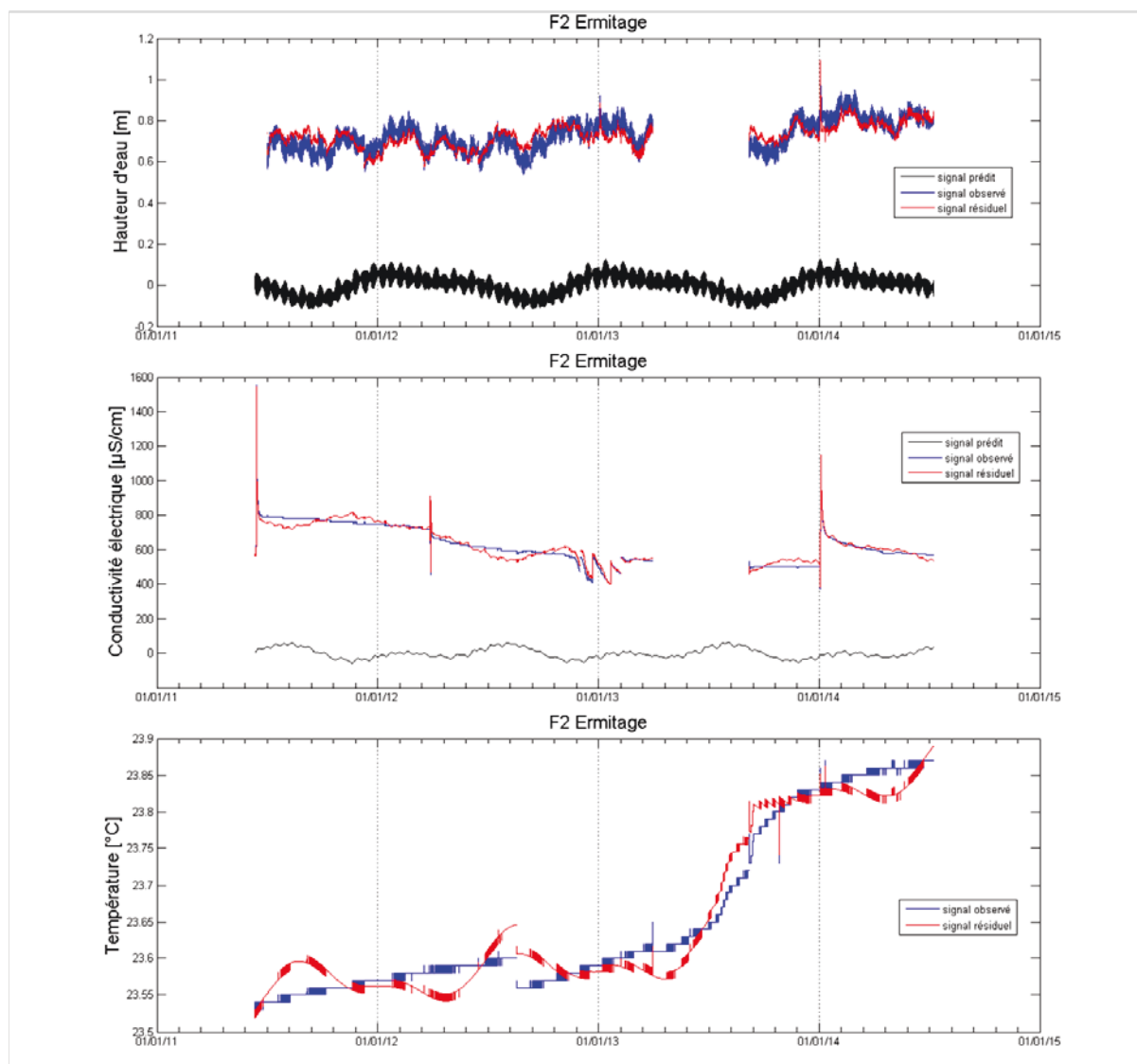


Illustration 75: Analyse harmonique des signaux enregistrés au forage F2 de l'Ermitage

Les signaux de conductivité électrique et de température sont expliqués respectivement à 7% et 5% par les composantes de la marée. Il apparaît que l'impact des fluctuations océaniques sur l'évolution physico-chimique la partie superficielle de la nappe (à 0 m NGR) est très faible.

Les seules perturbations enregistrées au niveau de la salinité sont liées aux infiltrations d'eau météorique. Une très forte inertie thermique est constatée au sein de la nappe ; sur toute la période des mesures (trois ans), les variations thermiques indiquent une amplitude de 0,4°C, probablement en raison d'une dérive instrumentale.

En somme, l'approche méthodologique qui consiste à instrumenter les ouvrages à l'altitude 0 m NGR reste valable pour les forages de la frange côtière 0-1300 m. Au-delà de cette distance, cette démarche n'est plus pertinente pour suivre l'évolution physico-chimique de la nappe vis-à-vis de l'impact du milieu marin. En effet, le biseau salé s'approfondissant avec la distance à la mer, les fluctuations de l'interface deviennent peu perceptibles par les capteurs installés à 0 m.

En outre, la part des composantes marégraphiques sur l'évolution qualitative de la nappe (restant inférieure à 10%) peut être considérée comme négligeable.

Enfin, l'épaisseur importante de la zone non saturée (45 m) réduit l'impact des variations thermiques atmosphériques sur la nappe qui paraît thermiquement isolée.

- Le piézomètre du Lotissement Bellevue (La Saline)

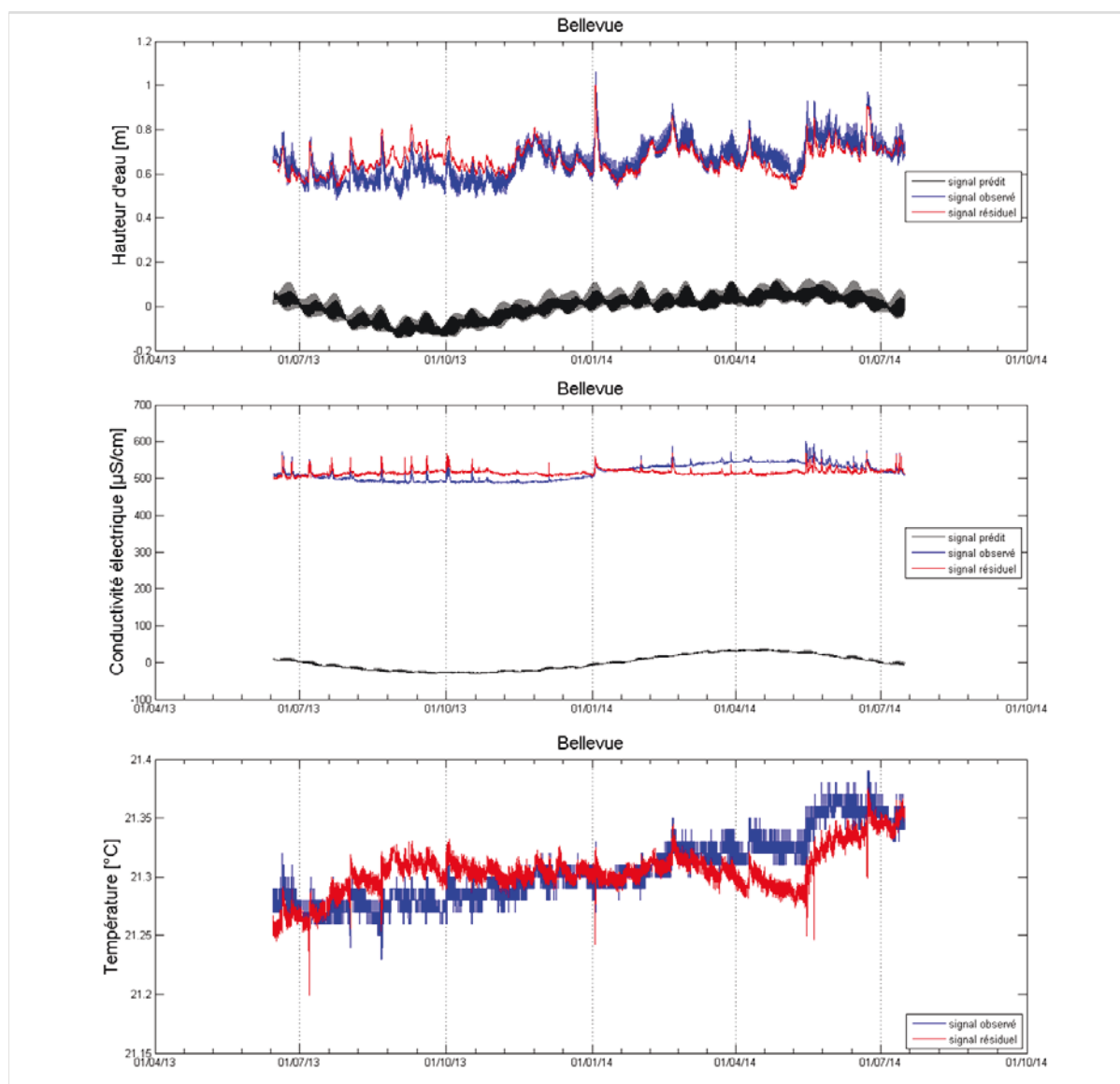


Illustration 76 : Analyse harmonique des signaux enregistrés sur le piézomètre de Bellevue

Le signal piézométrique enregistré au niveau du piézomètre du lotissement Bellevue (La Saline) est expliqué à **45%** par les composantes de la marée océanique. Le signal résiduel relativement faible est très impacté par les coups de houle cyclonique et surtout par la houle australe touchant la côte ouest notamment durant l'hiver austral.

Le signal de conductivité électrique est expliqué à **88%** par les composantes des fluctuations océaniques globales. Ce forage enregistre le signal de salinité le mieux corrélé avec les forçages océaniques à des fréquences très variables. Le signal résiduel résultant reste cependant assujéti aux coups de houles australes et cycloniques.

Malgré cette sensibilité exacerbée vis-à-vis du milieu marin, la nappe côtière interceptée ici affiche des salinités relativement faibles (500 $\mu\text{S/cm}$). Ce constat confirme les observations effectuées par investigation géophysique et suggérant l'existence d'un chenal d'écoulement préférentiel d'eau douce dans ce secteur.

Le signal de température s'explique à 54% par les composantes de la marée. Le signal résiduel résultant peut être lié aux variations thermiques atmosphériques et aux infiltrations d'eau météorique ponctuelles.

- Le forage de la Ravine Tabac

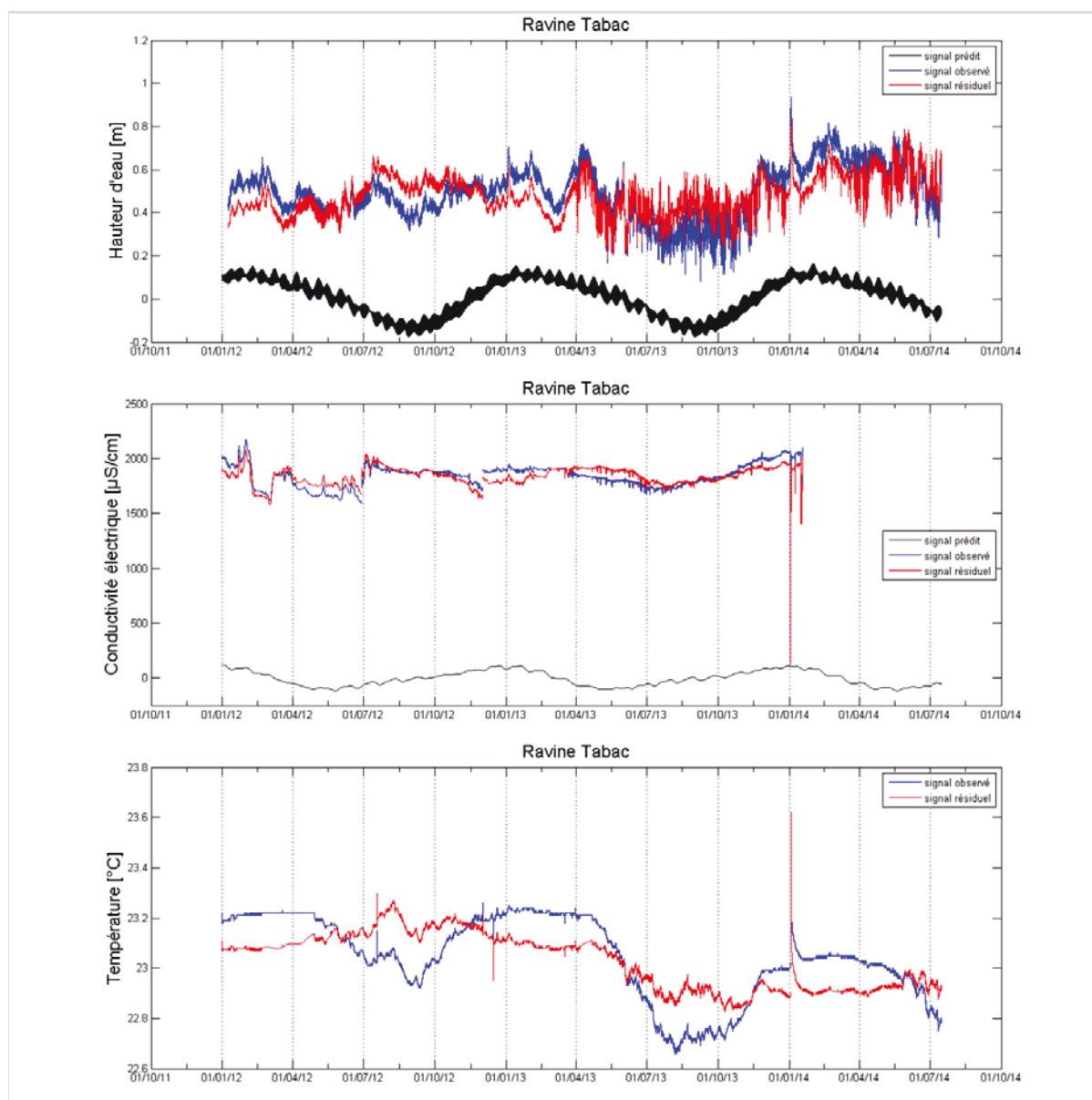


Illustration 77 : Analyse harmonique des signaux enregistrés sur la Ravine Tabac

Le signal piézométrique enregistré au niveau du piézomètre de la Ravine Tabac (La Saline) est expliqué à 46% par les composantes de la marée océanique. Le signal résiduel relativement fort est impacté par les coups de houle cyclonique et surtout par la houle australe touchant la côte ouest notamment durant l'hiver austral. Cependant, l'allure générale du signal observé épouse assez fidèlement celle du signal filtré prédit par les composantes de la marée.

Le signal de conductivité électrique est expliqué à 40% par les composantes des fluctuations océaniques globales. Le signal résiduel résultant peut être impacté par des phénomènes liés aux infiltrations d'eau météorique au droit de l'ouvrage et à l'état de corrosion avancé du tubage.

Le signal de température s'explique à 51% par les composantes des fluctuations océaniques. Le signal résiduel résultant peut être lié aux infiltrations d'eau météorique ponctuelles. En outre, vu l'épaisseur importante de la zone non saturée (60 m), l'impact des variations thermiques atmosphériques sur la nappe peut être considéré comme négligeable.

- Le piézomètre de la Grande Ravine (P5)

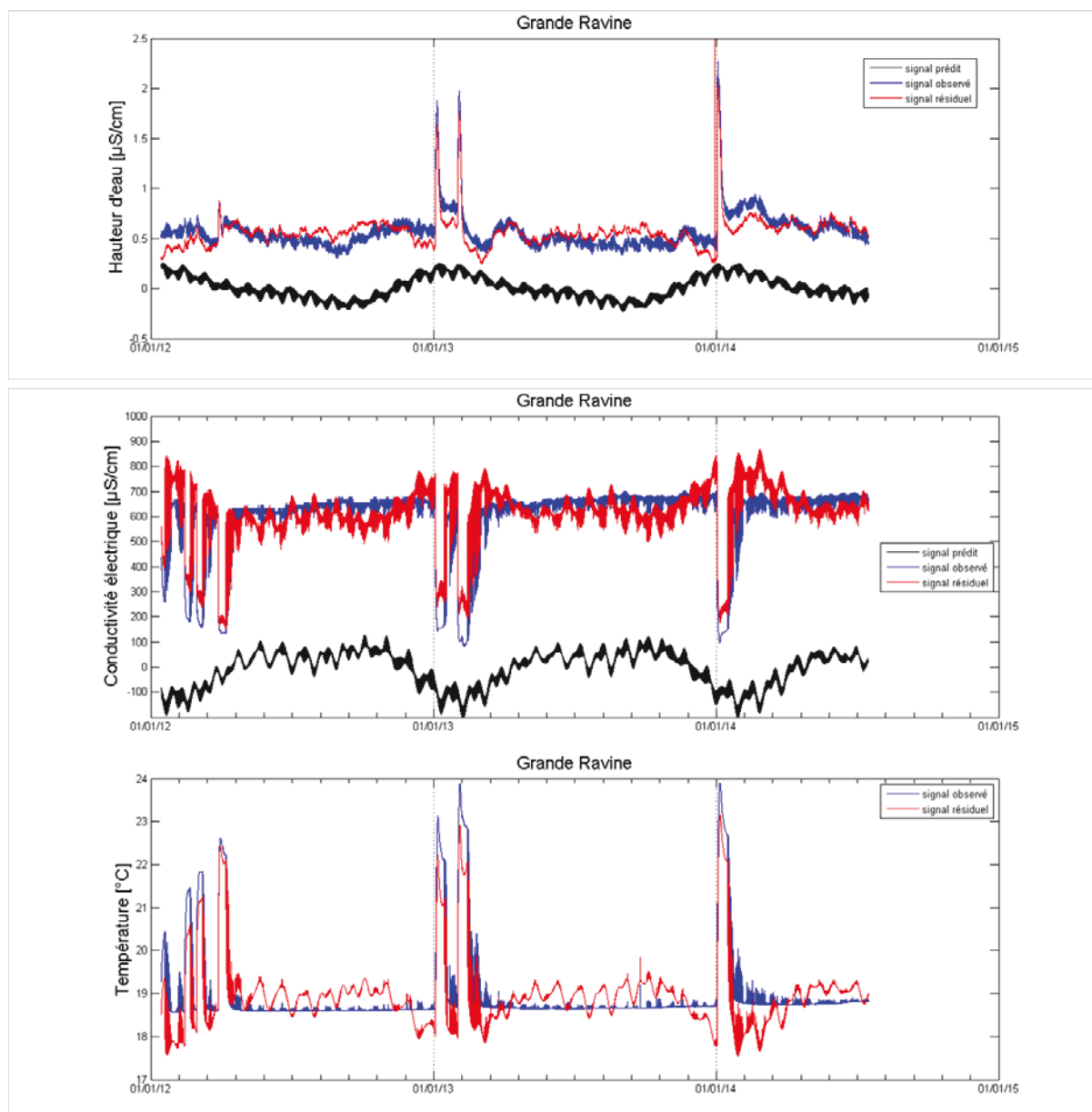


Illustration 78 : Analyse harmonique des signaux enregistrés sur le piézomètre P5 de Grande Ravine

Le signal piézométrique enregistré au niveau du piézomètre de la Grande Ravine est expliqué à 32% par les composantes de la marée océanique. Le signal résiduel relativement fort est contrôlé par les pics de recharge réguliers accompagnant des périodes de forte pluviométrie. La houle australe touchant la côte ouest notamment durant l'hiver austral est très peu visible sur ce signal, probablement en raison des faibles diffusivités associées au cône détritique alluvial de la Grande Ravine.

Le signal de conductivité électrique est expliqué à 28% par les composantes de la marée. Le signal résiduel résultant est contrôlé par les phénomènes de dilution liés aux infiltrations d'eau météoriques en amont et au droit de l'ouvrage.

Le signal de température s'explique à 24% par les composantes de la marée. Le signal résiduel résultant est lié aux pics thermiques associés aux infiltrations d'eau météorique ponctuelles. En outre, l'épaisseur assez limitée de la zone non saturée (22 m) peut permettre un impact non négligeable des variations thermiques atmosphériques sur la nappe.

- Le piézomètre P9 Fond Jardin

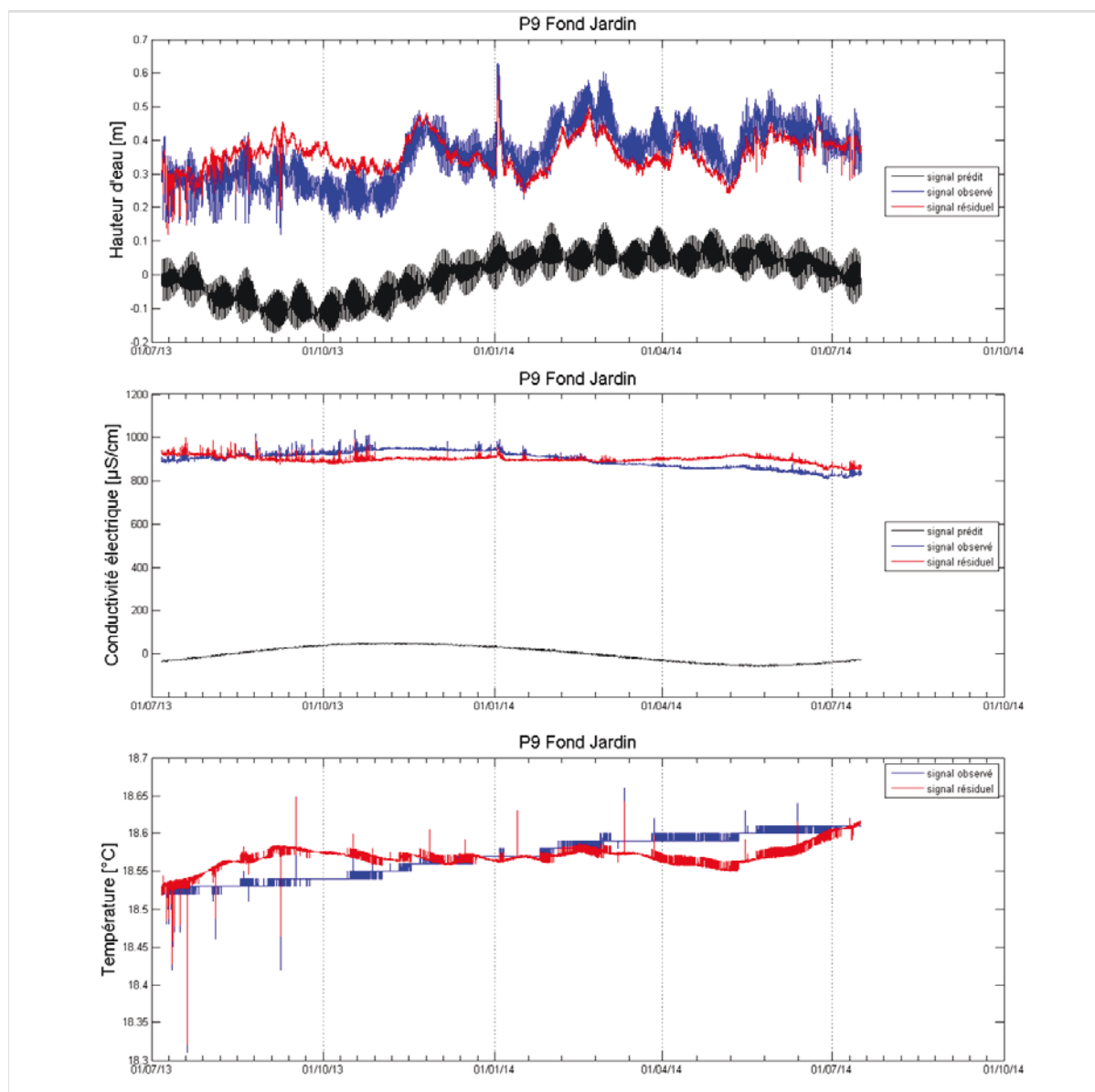


Illustration 79: Analyse harmonique des signaux enregistrés au piézomètre P9 de Fond Jardin

Le signal piézométrique enregistré au niveau du piézomètre P9 (Fond Jardin) est expliqué à hauteur de **65%** par les composantes de la marée. Le signal résiduel, relativement fort, est contrôlé par les coups de houle cyclonique et surtout par la houle australe touchant la côte ouest durant l'hiver austral (au début de la chronique).

Le signal de conductivité électrique est expliqué à **85%** par les composantes des fluctuations océaniques globales. Le signal résiduel résultant est expliqué essentiellement par des phénomènes de houle australe et cyclonique.

Le signal de température s'explique à **67%** par les composantes des fluctuations océaniques. Le signal résiduel résultant peut être lié aux coups de houle réguliers. En outre, vu l'épaisseur importante de la zone non saturée (74 m), l'impact des variations thermiques atmosphériques sur la nappe peut être considéré comme négligeable.

b) Apport de l'analyse harmonique sur la caractérisation des aquifères côtiers

Il apparaît que les différents ouvrages instrumentés ne présentent pas les mêmes sensibilités face aux forçages externes océaniques pour les différents paramètres suivis. L'analyse des relations entre les signaux prédits et observés pour la charge hydraulique permet de distinguer deux groupes de comportement ;

- i) d'un côté les forages interceptant un contexte hydrogéologique confiné ou situés face à une côte rocheuse de type falaise côtière (P9 Fond Jardin). Ces forages indiquent un coefficient de corrélation supérieur à 60%.
- ii) de l'autre, les forages interceptant un contexte hydrogéologique non confiné ou dans un chenal d'écoulement préférentiel de type ravine (Grande Ravine), avec un coefficient de corrélation inférieur à 50 %.

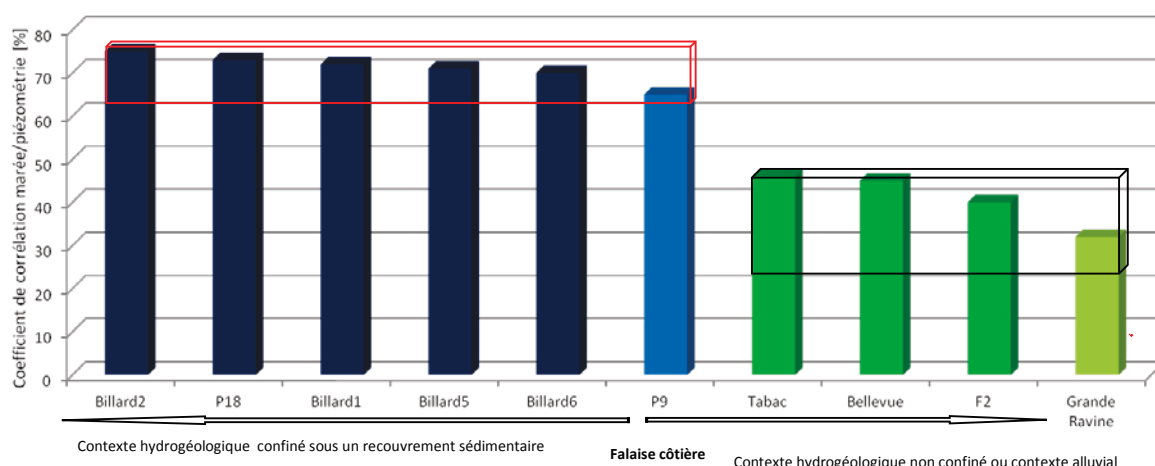


Illustration 80 : Comportement hydrodynamique des aquifères selon le contexte hydrogéologique

Par ailleurs, les signaux de conductivité électrique et de température dépendent d'autres facteurs plus complexes liés à i) la distance à la mer, ii) l'impact des activités anthropiques, iii) l'état de dégradation des tubages, iv) l'impact des infiltrations d'eau météorique, v) l'épaisseur de zone non saturée.

Toutefois, ces signaux peuvent être analysés par décomposition en harmoniques. Cette démarche vise à rechercher les différentes composantes de la marée dans les différents signaux enregistrés afin de pouvoir établir d'éventuelles corrélations susceptibles de caractériser le milieu souterrain.

3.2.3. Apport de la décomposition en harmoniques sur la caractérisation hydrodynamique des aquifères côtiers

Le signal marégraphique brut résulte de la somme de plusieurs fonctions sinusoïdales de fréquences variables, soit un total de 68 composantes théoriques majeures. Ces composantes ou harmoniques engendrent des fluctuations comportant des amplitudes et périodes différentes qui dépendent de la combinaison de forces gravitationnelles induites par le Soleil et la Lune sur la Terre. Ces forces sont contrôlées par des phénomènes cycliques astronomiques ; les cycles solaires, les phases lunaires et la rotation de la Terre (Pugh 1996). Au cours du processus de transmission de l'onde de pression de l'océan vers la nappe côtière, ces composantes peuvent être filtrées par le milieu aquifère. En fonction des caractéristiques hydrodynamiques de l'aquifère, une ségrégation des composantes peut être observée ; toutes les harmoniques de la marée ne seront donc pas transférées de la même façon vers les nappes côtières.

La décomposition des signaux enregistrés en différentes harmoniques permet d'isoler les 68 composantes de la marée. Une analyse des composantes transférées préférentiellement dans les forages peut permettre de caractériser le comportement hydrodynamique des aquifères concernés. De cette façon, les propriétés hydrodynamiques liées aux différents contextes hydrogéologiques rencontrés vont régir les processus de transmission du signal de pression, le transfert des solutés et les transferts thermiques.

a) Décomposition en harmoniques du signal d'entrée

La décomposition en harmoniques du signal marégraphique du Port Ouest (données issues de la Station marégraphique de la Pointe des Galets) est effectuée à l'aide de l'outil d'analyse T_Tide. Le signal enregistré au Port, à « la Pointe des Galets » est expliqué à près de 90% par les composantes de marée (Lézé 2012). La part relative de chaque composante sur la marée globale observée est quantifiée grâce aux rapports signal/bruit associés. Les composantes comportant un rapport signal/bruit supérieur à 50 ($SNR^{12} > 50$) seront considérées comme significatives.

Composantes	Période (h)	Freq (h ⁻¹)	Amp (m)	Amp err (m)	Pha (°)	Pha err (°)	SNR
SA [annuelle]	8764,24	0,0001	0,041	0,001	338,66	2,06	870
SSA [bi-annuelle]	4382,12	0,0002	0,038	0,002	138,90	2,08	520
MM [mensuelle]	661,29	0,0015	0,011	0,001	29,33	8,49	57
O1 [diurne]	25,82	0,0387	0,035	0,001	102,70	2,28	640
P1 [diurne]	24,07	0,0416	0,017	0,001	139,48	4,45	160
K1 [diurne]	23,93	0,0418	0,053	0,001	142,65	1,44	2000
N2 [semi-diurne]	12,66	0,0790	0,047	0,002	33,55	1,55	950
H1 [semi-diurne]	12,44	0,0804	0,013	0,001	125,82	5,91	83
M2 [semi-diurne]	12,42	0,0805	0,171	0,002	32,98	0,50	11000
T2 [semi-diurne]	12,02	0,0832	0,012	0,001	70,20	6,87	98
S2 [semi-diurne]	12,00	0,0833	0,099	0,001	54,12	0,87	5000
K2 [semi-diurne]	11,97	0,0836	0,026	0,001	50,87	3,11	480

Table 13 : Composantes significatives du signal marégraphique enregistré à la Pointe des Galets (d'après Lézé, 2012)

L'analyse harmonique complète de la marée enregistrée au Port est disponible en annexe 5.

¹² Signal/Noise Ratio

b) Analyse des diffusivités hydrauliques apparentes

La diffusivité hydraulique d'un aquifère désigne sa capacité à transmettre une onde de pression. Cette propriété dépend ainsi de la structure libre ou captive de l'aquifère. Selon le modèle de (Boussinesq 1877) et les travaux de (Ferris 1951) considérant un aquifère captif semi-infini, d'épaisseur constante en communication avec un plan d'eau libre (ici, la mer) sur toute sa hauteur, la hauteur piézométrique est définie par la fonction $h = h(x,t)$ qui est la solution de l'équation générale de la diffusivité hydraulique notée ;

$$\frac{\delta^2 h(x,t)}{\delta x^2} = \frac{S}{T} \frac{\delta h(x,t)}{\delta t} \quad (3.8)$$

avec S , le coefficient d'emmagasinement, T , la transmissivité et h , la charge hydraulique.

La résolution de cette équation fondamentale est obtenue par deux approches différentes, selon la forme de l'évolution temporelle du plan d'eau libre. Si la forme du signal temporel (ici, la marée) peut être assimilée à une sinusoïde, alors les conditions aux limites s'expriment ;

$$h(0,t) = h_0 \sin\left(\frac{2\pi t}{t_0}\right) \quad (3.9)$$

$$h(\infty, t) = 0 \quad (3.10)$$

avec

h_0 , l'amplitude de la marée

h , l'amplitude des fluctuations de la nappe observées dans le forage

La solution de l'équation de diffusivité est de la forme ;

$$h(x,t) = h_0 e^{-x} \sin(\tau - x) \quad (3.11)$$

$$\tau = \frac{2\pi t}{t_0} \quad (3.12)$$

avec

x , la distance au plan d'eau libre, à la mer

τ , le temps réduit

La diffusivité hydraulique peut être évaluée notamment à partir de l'amortissement de l'amplitude. Elle est notée ;

$$D = \frac{T}{S} = \frac{x^2}{\left[\ln \frac{h_0}{h}\right]^2} \frac{\pi}{t_0} \quad (3.13)$$

Les diffusivités hydrauliques apparentes à partir de l'amortissement des amplitudes sont calculées au niveau des différents ouvrages en considérant les 12 composantes significatives de la marée comme signaux d'entrée. Les résultats obtenus confirment les conclusions des travaux réalisés sur le secteur de l'Ermitage au sujet de la structure de l'aquifère côtier et de son comportement hydrodynamique (Join et al. 1988).

En outre, l'analyse spatiale des résultats permet de caractériser les aquifères côtiers étudiés et de distinguer deux groupes de forages en fonction des propriétés hydrodynamiques et de la structure hydrogéologique des aquifères interceptés.

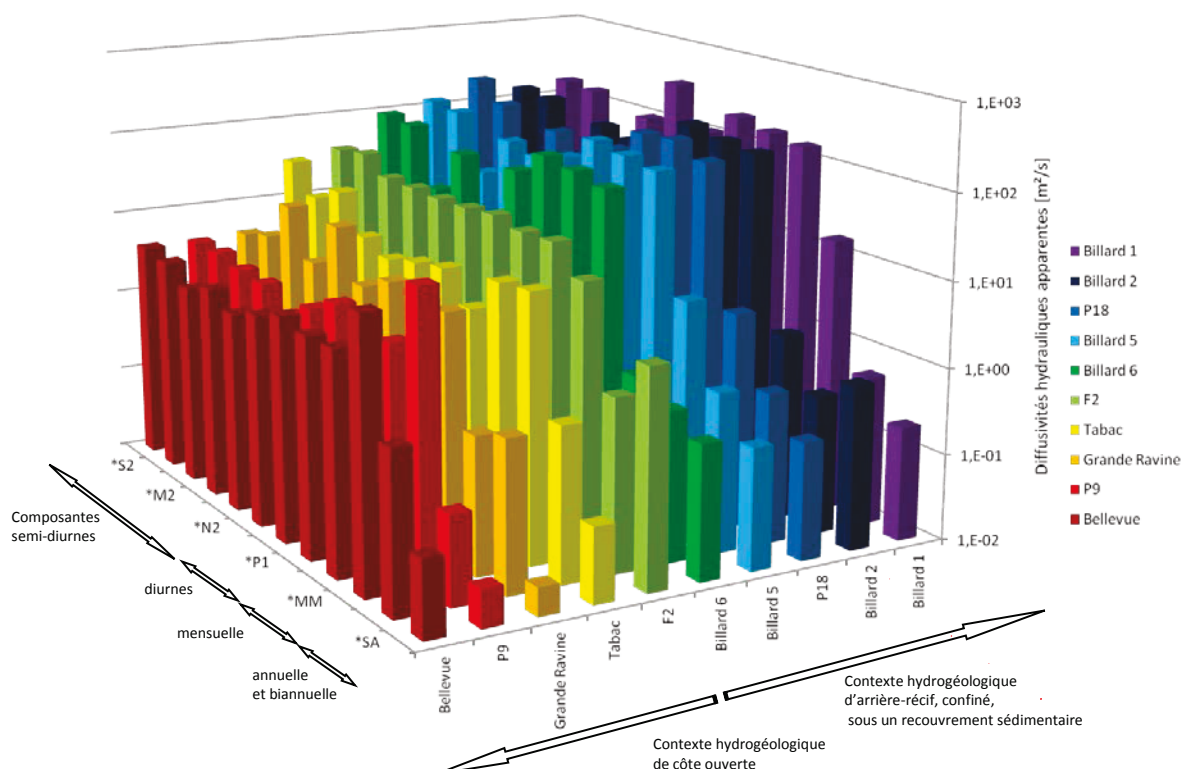


Illustration 81: Caractérisation hydrodynamique des aquifères recoupés par les forages. Le degré de confinement des nappes côtières transparaît au travers les diffusivités hydrauliques associées.

L'analyse des diffusivités apparentes permet de faire plusieurs observations ;

- i) les composantes de courtes périodes (diurnes et semi-diurnes) sont transmises préférentiellement dans les nappes côtières au détriment des composantes de longues périodes (mensuelles et annuelles)
- ii) les forages de la plaine de l'Ermitage interceptent un contexte hydrogéologique d'un degré de captivité plus élevé. A l'inverse, les forages de La Saline, les Trois Bassins et Saint-Leu recoupent un contexte hydrogéologique de nappe libre.
- iii) la transmission des différentes composantes se fait de façon relativement proportionnelle au degré de confinement des nappes côtières.

c) Analyse des amplitudes des composantes dans les signaux enregistrés

Les amplitudes des 12 composantes significatives sont analysées dans les différents ouvrages instrumentés pour les différents signaux enregistrés. Concernant les signaux piézométriques, les résultats confirment la présence de deux types de comportement en fonction du contexte hydrogéologique des forages. Il apparaît que la structure hydrogéologique joue un rôle prépondérant sur la ségrégation des composantes marégraphiques au cours des processus de transmission des signaux océaniques dans les aquifères côtiers ;

- i) les nappes côtières situées en contexte hydrogéologique confiné sont plus impactées par les composantes marégraphiques de courtes périodes (diurnes et semi-diurnes).

- ii) les nappes côtières situées en contexte hydrogéologique non confiné sont davantage impactées par les composantes marégraphiques de longues périodes (annuelle, biannuelle et mensuelle).

Cette propriété particulière et discriminante des processus de propagation des signaux marins peut permettre une caractérisation hydrodynamique des aquifères côtiers en l'absence d'information hydrogéologique directe.

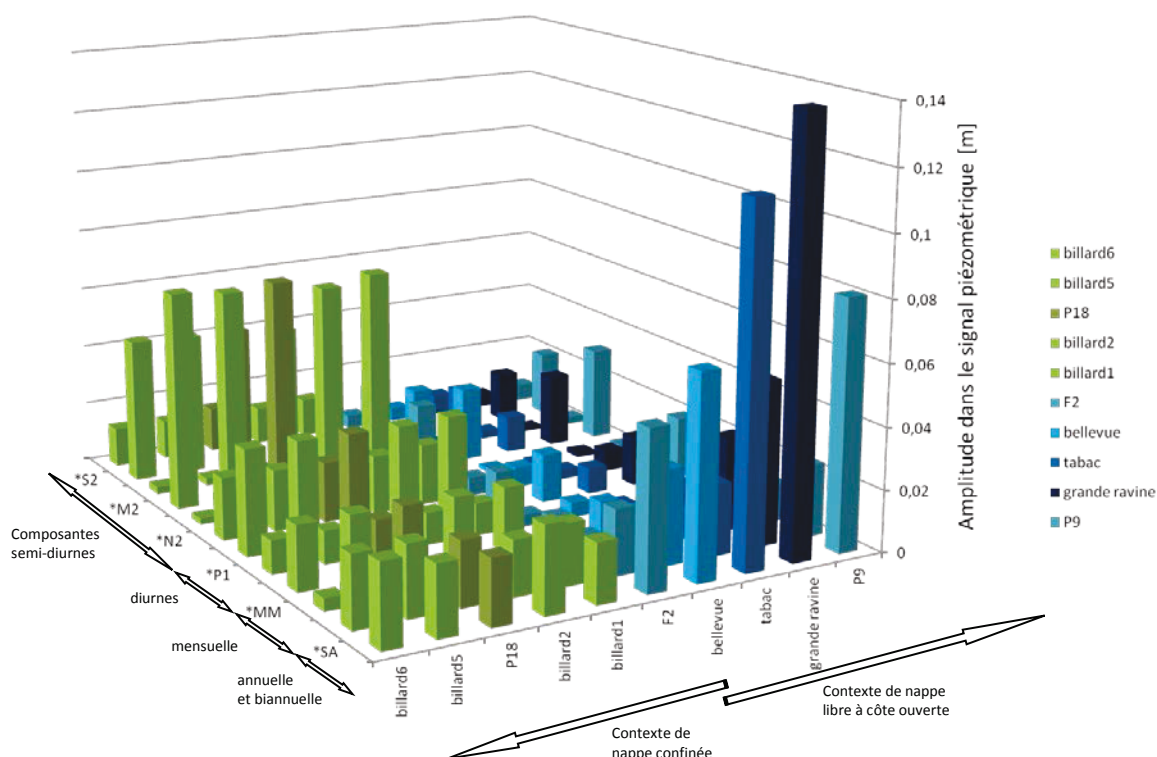


Illustration 82: Influence des composantes marégraphiques sur la piézométrie des nappes côtières

Le rôle discriminatoire de la structure de l'aquifère côtier sur la propagation des signaux océaniques dans les nappes côtières est confirmé par l'analyse des rapports signal/bruit (SNR) des différentes composantes pour l'ensemble des forages instrumentés. Cette analyse permet de noter deux observations principales ;

- i) les composantes de courtes périodes semi-diurnes (S2 et M2) sont les mieux transmises dans les aquifères côtiers à caractère confiné. Elles indiquent les meilleurs rapports signal/bruit (> 2000) dans les forages interceptant les aquifères captifs, notamment les piézomètres P18, Billard 1, Billard 2, Billard 5 et Billard 6.
- ii) les composantes de longues périodes, notamment les composantes annuelle (SA) et biannuelle (SSA) sont transmises de façon préférentielle dans les aquifères côtiers à caractère non confiné. Elles affichent des rapports signal/bruit très élevés (> 2000) dans les forages correspondant, à savoir F2 Ermitage, Bellevue, Ravine Tabac, Grande Ravine et P9 Fond Jardin.

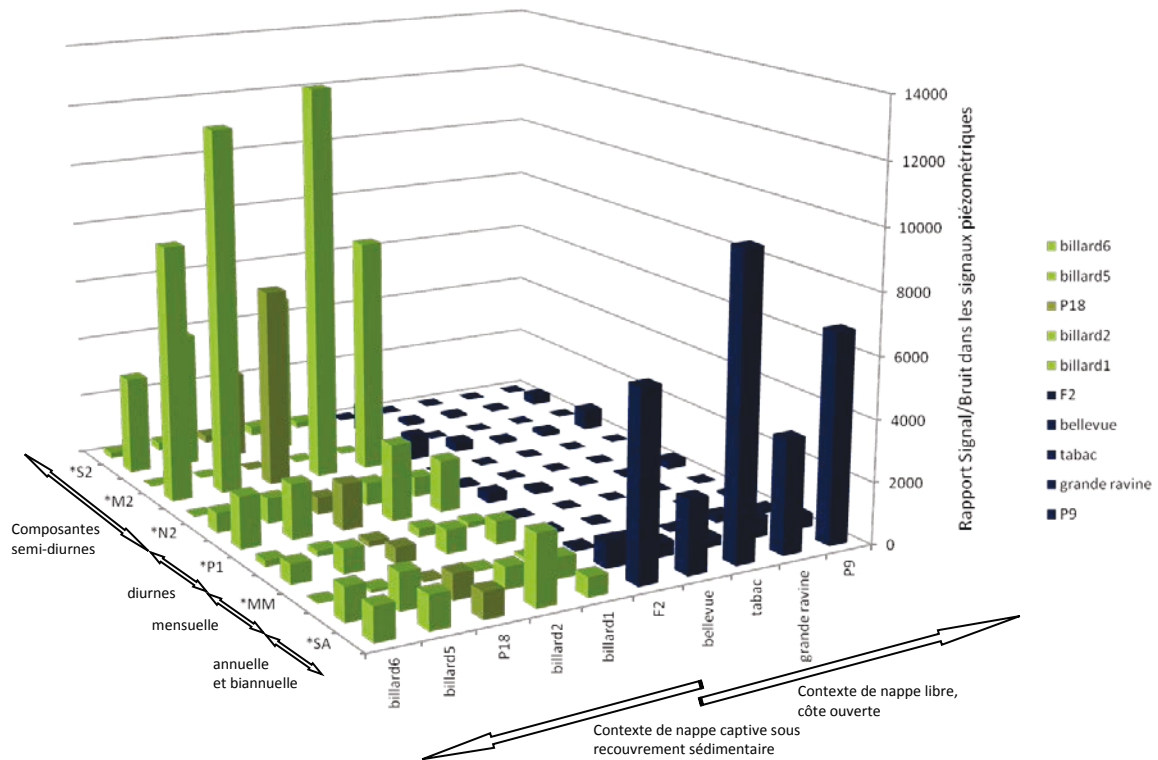


Illustration 83: Les rapports signal/bruit des composantes marégraphiques significatives dans les signaux piézométriques

d) L'analyse en composantes principales des paramètres des forages

Le regroupement des forages en deux familles suggéré par l'analyse harmonique des signaux est confirmé par une analyse en composantes principales issues de différents ouvrages. L'ensemble des paramètres considérés est disponible en annexe 6. Cette analyse est effectuée à l'aide d'un script exécuté sur le logiciel libre d'analyse statistique R.

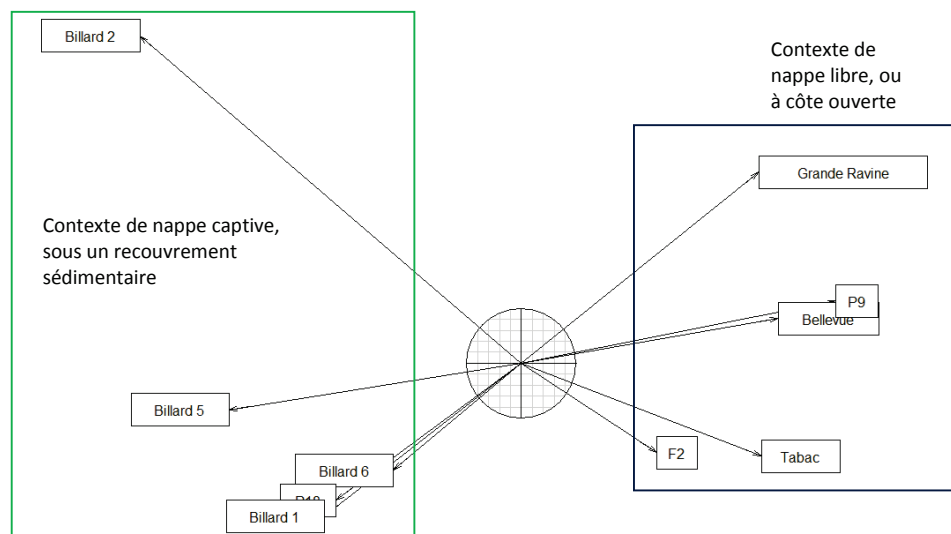


Illustration 84 : Résultat de l'analyse en composantes principales issues des différents forages

e) Rôle des composantes de la marée sur l'évolution physico-chimique des nappes côtières

L'analyse des amplitudes respectives des différentes composantes significatives de la marée et de leurs rapports signal/bruit obtenus dans les signaux de conductivité électrique et de température indique que ;

- i) l'évolution temporelle de la qualité des nappes côtières est essentiellement influencée par les composantes de longues périodes, notamment les composantes SA (annuelle) et SSA (biannuelle)
- ii) ce phénomène est observé sur l'ensemble des forages, mais paraît particulièrement marqué sur les ouvrages recoupant les nappes côtières non confinées
- iii) ce constat est confirmé par l'analyse des rapports signal/bruit associés aux différentes composantes marégraphiques. Les composantes de longues périodes (annuelle et biannuelle) affichent les rapports signal/bruit les plus importants (>2000).

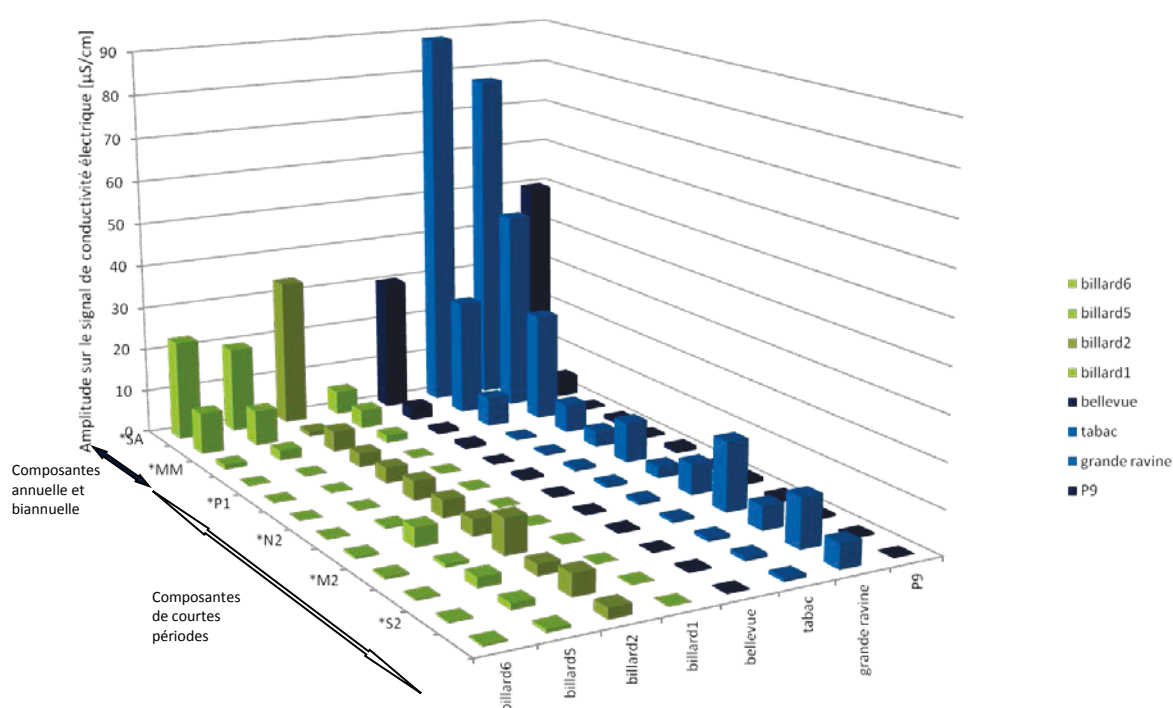


Illustration 85: Impact des composantes de la marée sur l'évolution temporelle de la conductivité électrique des nappes côtières

En somme, les résultats de l'analyse harmonique des signaux enregistrés mettent en lumière la présence de deux catégories de nappes côtières sur les sites d'étude ; les aquifères volcaniques à l'amont ou sous un recouvrement fluvio-marin et les aquifères volcaniques à nappes libres jusqu'à l'océan.

Deuxièmement, il apparaît que ce caractère contrôle le comportement hydrodynamique de ces dernières vis-à-vis des forçages océaniques ; les nappes mises en place dans un contexte hydrogéologique confiné sont davantage impactées par les composantes marégraphiques de courtes périodes (diurnes et semi-diurnes), tandis que les nappes mises en place en contexte non confiné sont assujetties aux composantes de longues périodes (annuelle et biannuelle).

- ⇒ Par conséquent, ces résultats indiquent que l'aquifère côtier joue le rôle d'un filtre de fréquences ; les aquifères captifs laissent passer préférentiellement les signaux de haute fréquence, tandis que les aquifères libres sont plus perméables face aux signaux de basse fréquence (de période supérieure à un mois).

f) Evolution saisonnière des signaux de salinité sur les forages côtiers

L'évolution à basse fréquence des signaux de conductivité électrique enregistrés sur les forages de la côte ouest est étudiée au moyen d'une approche par analyse polynomiale. Les signaux enregistrés sur l'ensemble des forages sont décomposés en séries chronologiques d'une année de mesures. Sur chaque série, une courbe de tendance polynomiale du quatrième degré est calculée à l'aide du logiciel Matlab. Il a été constaté durant cette étape que les polynômes de degrés supérieurs n'améliorent pas significativement la corrélation. Les polynômes ainsi obtenus sont résolus afin de localiser sur les courbes les extrémums locaux caractérisés par une annulation de la dérivée première et les points d'inflexions repérés par l'annulation de la dérivée seconde. Ces points remarquables de la courbe d'évolution de la minéralisation des nappes indiquent les changements de tendance sur l'évolution annuelle du signal de salinité.

Ce type d'analyse est appliqué également sur le signal pluviométrique moyen enregistré sur cinq stations pluviométriques de la côte ouest, ainsi que sur le signal marin enregistré au Port par la station marégraphique de la Pointe des Galets (SHOM).

De cette façon, les périodes de niveau bas et de niveau haut de salinité sont identifiées sur l'ensemble des forages. Les résultats de cette analyse confirment une certaine homogénéité de la nappe côtière en termes d'évolution qualitative à l'échelle annuelle. La précision des dates de niveaux extrêmes (plus bas ou plus élevé) en salinité admet une marge d'erreur moyenne de l'ordre d'un mois. Au niveau de sept forages sur 12, il apparaît que l'évolution annuelle de la minéralisation des nappes côtières basaltiques est davantage contrôlée par les variations annuelles du niveau moyen de la mer que par les forçages pluviométriques. Deux groupes peuvent ainsi être distingués ; i) les forages dont le comportement qualitatif est davantage assujéti aux variations marines ii) ceux qui semblent contrôlés par les variations pluviométriques. Toutefois, un comportement hybride sur certains ouvrages n'est pas à exclure.

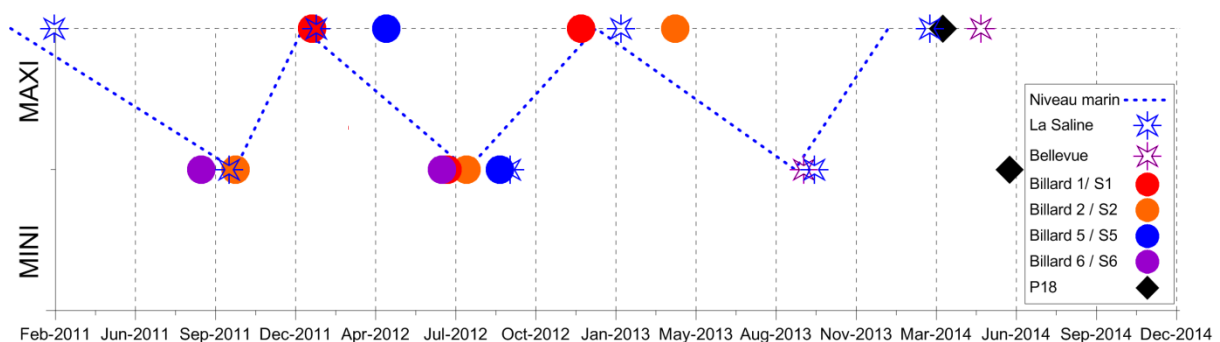


Illustration 86: Evolution saisonnière du niveau marin moyen et des niveaux de salinité

Au vu de la marge d'erreur considérée (un mois), il apparaît que sur ces sept forages côtiers, l'évolution des niveaux de salinités reste essentiellement corrélée avec les variations des niveaux moyens océaniques, avec un retard plus ou moins prononcé en fonction des forages et des saisons. Le forage exploité de La Saline et le piézomètre de Bellevue affichent les meilleures corrélations. Parmi les piézomètres de l'Ermitage situés en contexte d'arrière récif, l'ouvrage Billard 5 / S5 indique le retard le plus important (supérieur à un mois).

Il apparaît que les nappes dont la qualité est davantage contrôlée par les fluctuations marines se trouvent soit en contexte de confinement sédimentaire (L'Ermitage), soit en contexte de chenal souterrain perméable (La Saline).

Cette dernière observation confirme les résultats des investigations géophysiques et des simulations numériques indiquant un impact marin plus important dans les formations volcaniques les plus perméables (Bourhane et al. 2014).

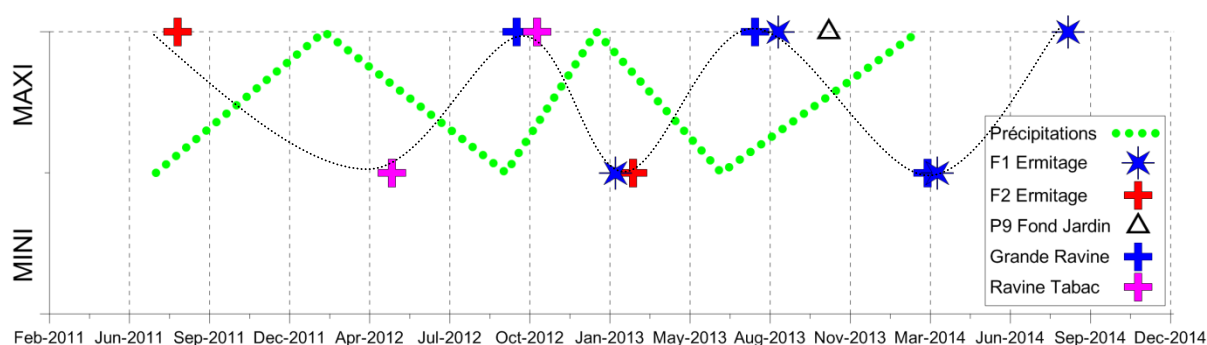


Illustration 87: Evolution des précipitations et des niveaux de salinité dans cinq forages de la côte ouest

Sur cinq forages instrumentés, il apparaît que l'évolution saisonnière de la salinité est davantage influencée par les variations pluviométriques saisonnières. Au niveau de cette deuxième famille de forages, les signaux de salinité et de pluviométrie sont en opposition de phase. Les précipitations intenses saisonnières rechargent les nappes en eau douce ; une baisse de la salinité est observée dans les forages après la saison humide, avec un retard plus ou moins prononcé selon la période et l'ouvrage considéré (courbe discontinue noire).

Les nappes dont la qualité est influencée par la recharge se trouvent soit i) en contexte de nappe libre, soit ii) en contexte alluvial (ravines). Cette dernière observation est en accord avec les résultats des simulations numériques confirmant le rôle des cours d'eau sur l'alimentation des aquifères volcaniques (Bourhane et al. 2015).

g) Evolution journalière des signaux de salinité sur les forages côtiers

La caractérisation des variations à haute fréquence des signaux de salinité dans les forages côtiers constitue une aide à la gestion et à l'exploitation des nappes côtières. Cette analyse est effectuée en considérant les deux composantes marégraphiques journalières les mieux corrélées avec les signaux de piézométrie et de salinité, à savoir M2 (T= 12h25) et S2 (T= 12h). En admettant que les variations journalières de charges hydrauliques sont contrôlées par les fluctuations océaniques semi-diurnes, les différences de phases (ϕ) sont calculées entre les signaux de piézométrie et de salinité dans chaque forage instrumenté. Ce travail montre l'existence de trois types de comportement observables dans les forages ;

- i) un signal piézométrique en phase avec le signal de salinité ($\phi < 3h$),
- ii) un signal piézométrique en opposition de phase avec le signal de salinité ($3 < \phi < 9h$)
- iii) un signal de salinité très retardé par rapport au signal piézométrique ($9h < \phi$).

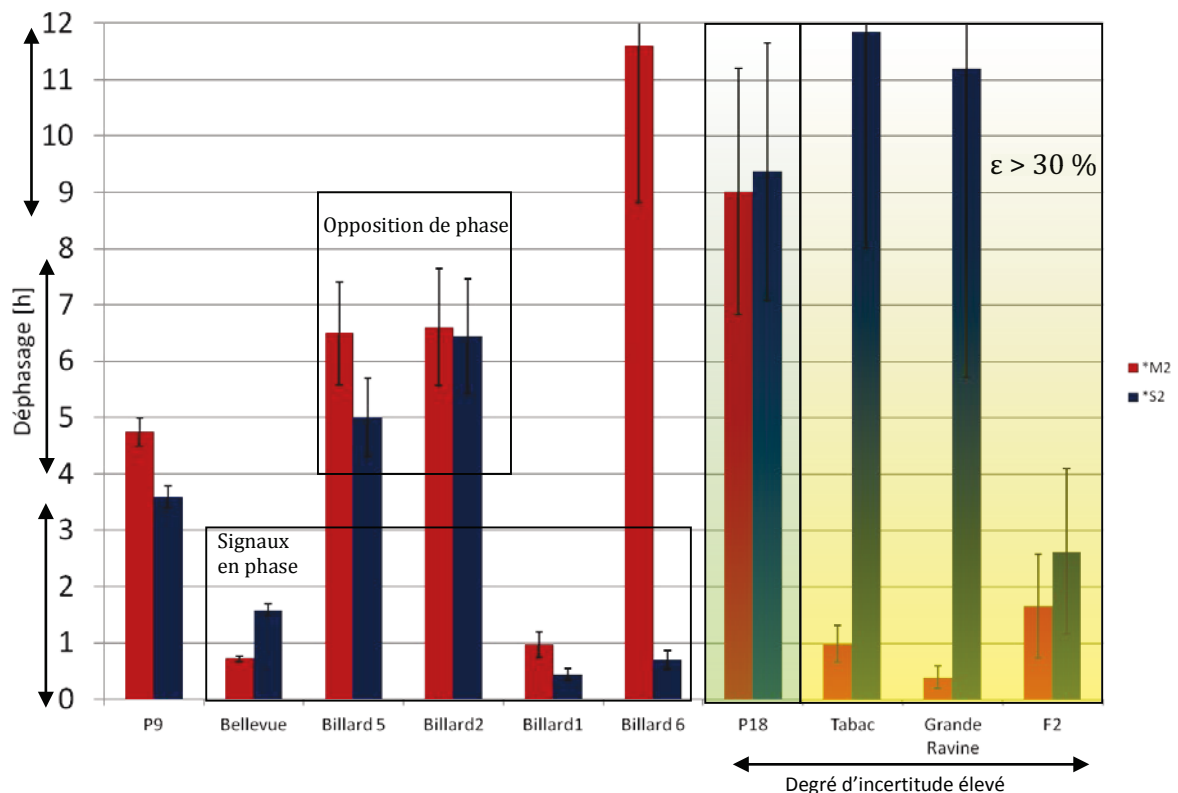


Illustration 88: Déphasages calculés entre piézométrie et salinité dans les forages de la côte ouest

La corrélation entre le signal marégraphique d'une part et les signaux de piézométrie et de salinité dans les forages d'autre part comporte une erreur qui a été quantifiée plus haut. Le produit des erreurs sur la piézométrie et sur la salinité est utilisé ici comme critère de qualité de cette analyse.

Les résultats comportant un critère d'erreur supérieure à 30 % seront considérés comme peu fiables. Il s'agit des données issues des ouvrages de Ravine Tabac [$\epsilon=33\%$], Grande Ravine [$\epsilon=49\%$] et F2 [$\epsilon=57\%$]. En outre, le signal de salinité enregistré sur P18 comporte un degré d'incertitude très élevé ; les résultats de déphasage obtenus sont considérés comme peu fiables.

Sur le reste des ouvrages instrumentés, les tendances suivantes sont observées ;

- Billard 1 et Bellevue indiquent une synchronisation entre signaux de piézométrie et salinité pour les composantes M2 [12h25] et S2 [12h]
- P9 indique un déphasage compris entre 3 et 5h pour ces deux composantes
- Billard 2 et 5 affichent une opposition de phases entre piézométrie et de salinité
- Billard 6 indique un comportement très différent en fonction de la composante marégraphique considérée : le signal de salinité est en phase avec la composante de S2 [T=12h] et semble complètement déphasé avec la composante M2 [T=12h25]. La piézométrie étant essentiellement contrôlée par cette deuxième composante, le signal de salinité paraît donc fortement déphasé par rapport à la piézométrie sur ce forage.

Forage	ϕ M2 [h]	ϕ S2 [h]	ε [%]	Observations
P9	4,8	3,6	5	Léger déphasage
Bellevue	0,7	1,6	7	Phases synchronisées
Billard2	6,6	6,4	16	Opposition de phases
Billard1	1,0	0,4	24	Phases synchronisées
Billard 5	6,5	4,8	14	Opposition de phases
Billard 6	11,6	0,7	24	Salinité en phase avec S2 [T=12h]
P18	9,0	9,4	24	Données de salinité peu fiables [$\varepsilon=90\%$]
Tabac	1,0	11,8	33	Salinité en phase avec M2 [T=12h25]
Grande Ravine	0,4	11,8	49	Salinité en phase avec M2 [T=12h25]
F2	1,7	2,6	57	Données de salinité peu fiables [$\varepsilon=93\%$]

Table 14 : Erreurs sur les déphasages et observations en fonction des forages

A la lumière de ces résultats, il apparaît que ;

- i) les signaux en phases (considérées comme quasi-synchronisées) correspondent soit à un milieu captif et de forte diffusivité (Billard 1), soit à un chenal souterrain à forte perméabilité (Bellevue).
- Les signaux indiquant une opposition de phase correspondent à un contexte confiné de diffusivité intermédiaire (Billard 2 et Billard 5).
- Enfin, le forage P9 indiquant un léger retard correspond à un contexte hydrogéologique de côte ouverte et à une géomorphologie littorale de falaise côtière.

L'analyse de ces résultats confirme les observations effectuées sur les enregistrements des signaux hydrogéologiques sur l'ensemble des forages instrumentés. Les différences de comportement hydrogéologique d'un forage à l'autre corroborent l'hétérogénéité structurale et hydrodynamique du milieu volcanique. Ces résultats confirment la complexité des relations hydrodynamiques rencontrées entre les fluctuations océaniques et les nappes côtières.

Globalement, les milieux les plus diffusifs et les plus perméables vont présenter une synchronisation entre signaux de piézométrie et salinité. Il s'agit de la situation majoritairement observée dans les puits côtiers des formations récentes de la Grande Comore (Bourhane et al. 2015). A l'inverse, les milieux les moins perméables vont indiquer un léger déphasage, voire même une opposition de phase entre ces deux paramètres.

Enfin, étant donné l'hétérogénéité des formations considérées, une règle générale reste difficile à établir. Une étude spécifique du déphasage des signaux sur chaque site s'avère indispensable pour une gestion éclairée de la ressource en eau douce à l'échelle locale.

4. Applications à la prospection et à la gestion

La synthèse des résultats obtenus par l'ensemble des méthodes d'investigation mises en place apporte plusieurs indications sur les aspects de prospection et de gestion des nappes en milieu volcanique. Les méthodes géophysiques fournissent une imagerie tridimensionnelle indirecte du milieu souterrain et rendent compte de la complexité du contexte volcanique. L'analyse des séries temporelles recueillies dans les forages permet une caractérisation hydrodynamique des aquifères côtiers et renseigne sur la vulnérabilité des nappes côtières vis-à-vis des forçages océaniques de fréquences variables.

4.1. Les méthodes de captages en milieu volcanique

Les caractéristiques hydrogéologiques du milieu volcanique insulaire conduisent dès le début du siècle dernier à l'implantation de techniques de captage originales. Celles-ci s'appuient essentiellement sur des techniques de perforation de puits et galeries creusés de manière traditionnelle. Sur l'île de la Réunion, à partir des années 1950, le forage mécanique remplace progressivement le puits foncé à la main. Il est vraisemblable que cette évolution résulte en grande partie de l'évolution du coût de la main d'œuvre, facteur limitant essentiel de la réalisation d'ouvrages traditionnels.

Pourtant, plusieurs études et publications soulignent aujourd'hui le caractère inadapté de ces forages mécaniques dans le cadre de l'exploitation des ressources en eaux souterraines des îles volcaniques (Daesslé et al. 1988, Join et al. 1996, Vaudour and Aunay 2008, Join et al. 2013).

4.1.1. Les puits-galeries

Vaudour et Aunay en 2008, proposent une analyse critique du bilan des réalisations de captage des eaux souterraines à la Réunion. Ils suggèrent in fine le creusement de puits prolongés par des galeries drainantes sur un modèle Hawaïen (puits de type « Maui ») en domaine littoral et la réalisation de tunnels drainant en domaine d'altitude.

Trois types de puits galeries sont définis et peuvent être réalisés en milieu littoral ; les puits de Maui, Lanai et Oahu. L'objectif du puits de type Maui consiste à écrémer la nappe côtière de façon à minimiser les risques d'intrusions marines.

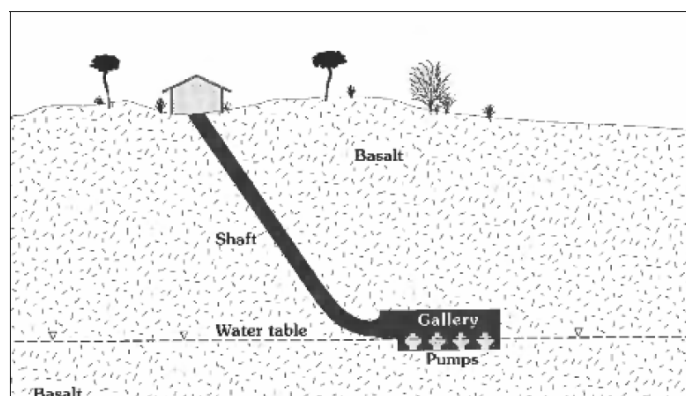


Illustration 89 : Schéma d'un puits-galeries d'après Nichols et al. (1996)

Si l'avantage technique des captages par fonçage manuel est bien avéré, leur réalisation économique en revanche reste discutable dans les pays développés à coût de main d'œuvre élevé. Sur cet aspect économique, une analyse spécifiquement appliquée au contexte de la Grande Comore semble nécessaire avant de choisir une méthode de creusement manuelle ou mécanique. A ce titre, le puits réalisé sur fond privé alimentant l'aéroport de Hahaya (Grande Comore) a été réalisé récemment (2000) entièrement en méthode traditionnelle. Il atteint une profondeur de 87 m. Cet exemple récent montre qu'un certain savoir-faire existe encore sur ce territoire et sa mise en œuvre semble économiquement intéressante.

Les caractéristiques géologiques des aquifères de La Réunion et de la Grande Comore restent parfaitement comparables. En revanche, sur l'île de Grande Comore, les conditions aux limites amont (pluviométrie plus faible) et aval (amplitudes des oscillations marégraphiques cinq fois plus importantes) induisent une plus grande sensibilité à l'intrusion marine. A l'instar des préconisations proposées pour la Réunion, la réalisation de puits-galeries en domaine littoral représente la méthode la plus rationnelle pour le captage des eaux souterraines en équilibre sensible avec le biseau salé.

Ces puits s'attacheront à réduire au maximum la pénétration de l'ouvrage dans l'aquifère. Une étude de cas sur la Réunion, a permis de montrer que la contamination marine d'un ouvrage était sensiblement dépendante des caractéristiques locales de l'alternance de coulées/scories. Ainsi, une perméabilité insuffisante au niveau du toit de la nappe (coulée massive) peut conduire à un nécessaire approfondissement de l'ouvrage avec un risque accru de salinisation.

4.1.2. Les champs captant

L'analyse des résultats des forages de La Saline (La Saline AEP et Montée Panon) et de ceux de l'Ermitage (F1 et F2) a permis de tirer plusieurs enseignements quant à la stratégie de prospection en milieu volcanique littoral, à savoir que ;

- i) dans un secteur donné, les zones d'écoulement préférentiels peuvent présenter une extension inférieure à la capacité de résolution des méthodes géophysiques les plus performantes testées dans le cadre cette étude (ERT au pas de 20 m),
- ii) pour un contexte hydrogéologique donné, l'exploitation d'un ouvrage dépend essentiellement de l'obtention d'une productivité suffisante pour une pénétration minimum dans l'aquifère. Les forages approfondis excessivement dans l'optique de capter un horizon plus productif se sont soldés par des échecs. En revanche, les ouvrages favorables à l'exploitation de la nappe se caractérisent par une faible profondeur de pénétration dans la nappe (n'excédant pas 10 m) et un débit d'exploitation adapté aux capacités de production de l'aquifère capté.
- iii) la stratification des formations géologiques recoupées par le forage joue un rôle prépondérant sur sa vulnérabilité face l'intrusion marine ; une formation fissurée, très perméable sera plus productive mais reste plus vulnérable aux intrusions marines, tandis qu'une formation massive, moins perméable favorise le développement d'une piézométrie plus importante qui tend à approfondir l'interface saline.

Ces conclusions vont dans le sens d'une limitation de la distance de pénétration des forages dans les nappes côtières. La stratégie de prospection la plus durable consiste à privilégier la qualité de la ressource au détriment de sa quantité.

Dans cette optique, la mise en place de champs captant constitués de forage ou puits côtiers peu profond afin d'écramer la nappe est préconisée. Cette démarche vise à exploiter une nappe souterraine de qualité acceptable et de façon durable tout en respectant les capacités de production des aquifères interceptés.

L'exploitation des ressources en eau souterraine par addition de plusieurs débits modérés obtenus par écrémage des nappes côtières apparaît mieux adaptée au contexte volcanique insulaire pour des raisons environnementales et économiques ;

- i) sur le plan environnemental, l'écramage de la nappe préserve la ressource en limitant l'impact de l'intrusion marine grâce à un rabattement limité,
- ii) sur le plan économique, le forage fournissant une ressource de qualité à débit modéré reste toujours exploitable, tandis que le forage profond, contaminé par intrusion marine est perdu de façon irréversible à l'image du forage F2 (Ermitage).

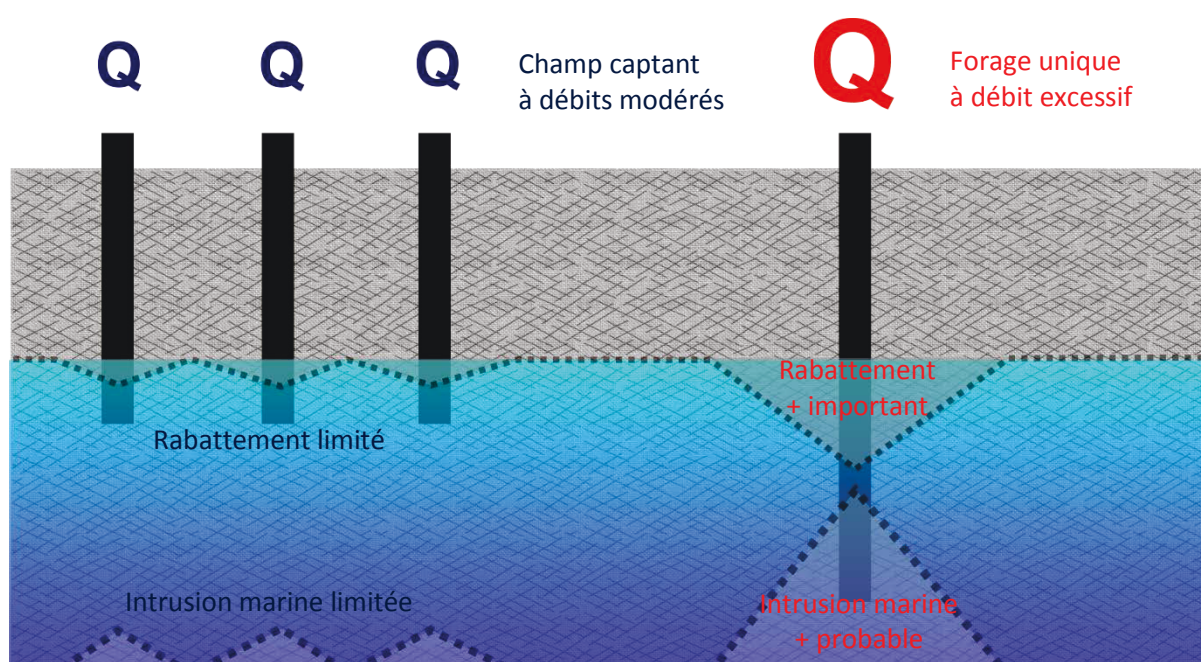


Illustration 90: Représentation schématique de l'intérêt d'une exploitation par champ captant

4.1.3. Les sondages de reconnaissance

Compte tenu de l'investissement humain important, la réalisation d'un ouvrage de type puits ou galeries creusé manuellement ne peut être entreprise sans une validation préalable du site par un sondage mécanique. Cet ouvrage participera à une nécessaire réinterprétation des résultats géophysiques et finalement son utilisation en piézomètre de contrôle permet d'envisager la définition d'un essai par pompage réalisé dans les règles de l'art. Enfin, cet ouvrage piézométrique s'inscrira naturellement dans le cadre d'un réseau d'observation ultérieur pour le suivi quantitatif et qualitatif des ressources en eau souterraine. Le différentiel économique entre le forage d'exploitation et le forage de reconnaissance doit être suffisant pour inscrire sa mise en œuvre dans le coût global de l'ouvrage de captage qui suivra.

Cette remarque est particulièrement importante dans le contexte économique des milieux insulaires. Du fait de leur isolement géographique, les économies insulaires souffrent de l'absence de marché concurrentiel : les entreprises de forages d'eau sont rares et chères.

La campagne de tests géophysiques réalisée sur l'île de la Grande Comore sur des sites préprogrammés pour l'implantation de captage doit permettre de démarrer une première phase de campagne de sondages de reconnaissance suivie en cas d'indice positif d'ouvrages de captage réalisés à l'amont (à une altitude supérieure à 50 m) dans les zones littorales. Pour des sondages de reconnaissance jugés favorables, l'implantation définitive du puits pourra être confirmée par un ou plusieurs profils électriques (ERT) et/ou sondages électromagnétiques (TDEM).

Pour l'extension du programme de prospection à d'autres secteurs, les méthodes électriques et électromagnétiques utilisées dans ce programme peuvent être utilement développées localement pour la prospection préliminaire des sites potentiels. En revanche, dans le cadre d'une prospection profonde ciblée sur la réalisation de galeries drainantes visant la nappe de base, il sera sans doute utile de bénéficier de méthodes spécifiques (CSAMT ou ERT) adaptées à des profondeurs d'investigations supérieures à 400 m.

4.2. Gestion de la ressource en eau

Le suivi de l'évolution temporelle de la ressource en eau souterraine reste un impératif pour une gestion optimisée de son exploitation. Ce suivi peut être effectué au moyen de diagraphies de conductivité électrique ou de salinité réalisée régulièrement sur les forages et piézomètres, à fréquence mensuelle ou trimestrielle. Dans tous les cas, il est utile de suivre de façon continue l'évolution des paramètres physico-chimiques à l'aide de capteurs programmable à enregistrement automatique.

Au niveau du puits SHA de Hahaya (Grande Comore), la lame d'eau contenue dans le puits est soumise aux fluctuations de la marée océanique et aux perturbations liées au pompage. Un suivi en continu de cette hauteur d'eau, de la conductivité électrique et de la température de la nappe a été réalisé pendant trois jours, grâce à une sonde automatique (CTD Diver)¹³ programmée sur un pas de temps d'une demi-heure. L'analyse des résultats obtenus corrobore l'influence marine sur la nappe côtière. Il apparaît en effet que la hauteur d'eau dans le puits varie suivant un cycle qui correspond à celui de la marée, confirmant la connexion hydrodynamique de la nappe avec l'océan (transferts de pression au sein de l'aquifère).

D'un point de vue physico-chimique, la conductivité électrique de l'eau varie dans le même sens que la marée, les hauts niveaux de nappe correspondant à des salinités élevées. Cette observation confirme donc également un transfert de solutés quasi-instantané entre la mer et la nappe côtière.

¹³ Sonde de mesure automatique multi-paramètres [Pression, Température, Conductivité électrique]

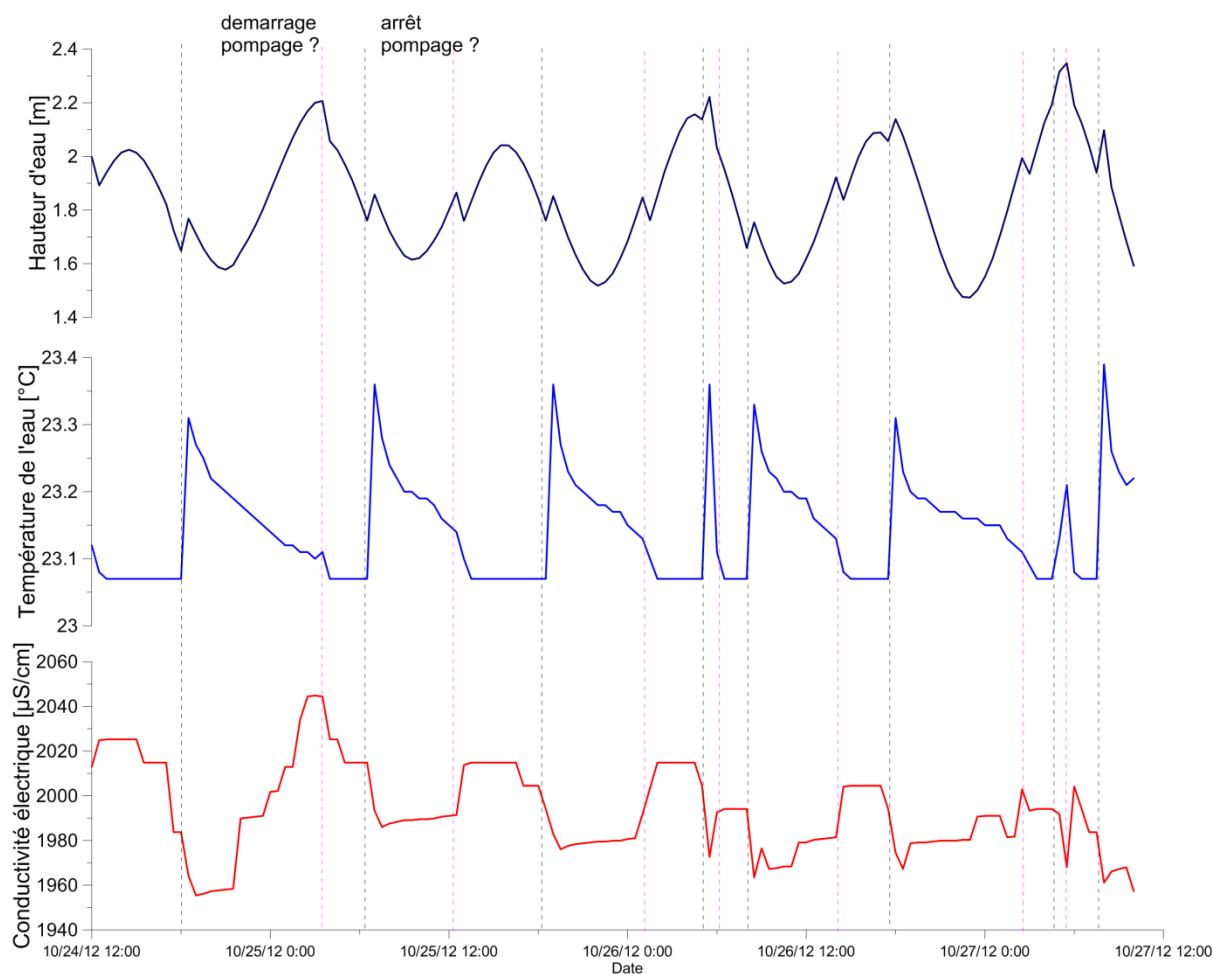


Illustration 91 : Surveillance des paramètres physico-chimiques et du niveau d'eau dans le puits de Hahaya.

Les hauteurs d'eau sont également affectées par une source de perturbation cette fois-ci anthropique liée à l'exploitation du puits. Les débuts de pompage (pointillés roses) provoquent un rabattement rapide d'environ 10 cm dans le puits. L'appel d'eau induit par le pompage engendre une baisse rapide de la température qui se stabilise très vite autour de 23 °C. Cependant, il semble que la conductivité électrique soit essentiellement contrôlée par la marée, même si des pics de conductivité sont parfois induits par le démarrage du pompage.

Enfin, les arrêts du pompage (pointillés noirs) s'accompagnent d'une remontée rapide de la nappe d'environ 10 cm et d'un pic systématique de la température d'environ 0,3 °C qui peut être du à un retour dans le puits d'une eau plus chaude provenant des conduites métalliques d'exhaure.

En somme, le secteur de Hahaya mérite un suivi régulier de l'évolution des paramètres de la nappe d'eau souterraine. La protection de cette ressource est primordiale en raison d'un conflit d'usage et d'une forte demande observée sur ce secteur stratégique (présence d'infrastructures aéroportuaires, d'industries de concassage, d'activités agricoles...). Au vu du rabattement limité observé (≈ 10 cm), une nouvelle stratégie d'exploitation basée sur un pompage alterné journalier peut être proposée ; il apparaît que le pompage à marée basse permet de capter une ressource de meilleure qualité sans pour autant dénoyer les pompes.

Un équipement de mesure et de suivi de la nappe a été confié au personnel de la Direction Générale de l'Eau. Cet équipement est composé d'une CTD Diver (0-10 m), d'un cordon USB permettant la lecture de la CTD Diver, du logiciel de programmation de la CTD Diver et de lecture des mesures (Diver Office 2011) et d'une sonde piézométrique manuelle (100 m). Les enregistrements du capteur de pression peuvent être corrigés à l'aide des données de pression atmosphérique de la station météorologique de l'Aéroport international, situé à 1500 m de l'ouvrage.

4.2.1. Le suivi temporel par sondes automatiques

Le suivi temporel en continue des paramètres hydrogéologiques au moyen de sondes automatiques permet d'obtenir un bon aperçu du comportement de la nappe côtière. Comme cela est démontré plus haut, les fluctuations intervenant au niveau de l'interface saline profonde peuvent être enregistrées par les capteurs placés au niveau 0 NGR pour des ouvrages situés à moins de 1300 m de la côte. L'expérience montre qu'un contrôle manuel régulier des sondes automatiques est nécessaire afin de s'affranchir des dérives instrumentales très fréquentes.

Dans le contexte complexe et hétérogène des aquifères volcaniques, il paraît primordial de préférer plusieurs points de mesures à une altitude fixe et routinières au détriment de quelques points de mesures très détaillées et irrégulières ; ainsi, la compréhension du fonctionnement hydrogéologique et des hétérogénéités spatiales du milieu volcanique est améliorée au travers d'une multiplication des points d'observation. L'évolution temporelle des paramètres hydrogéologiques ne peut être appréhendée qu'au moyen de mesures de surveillance à haute fréquence (hebdomadaire ou mensuelle), employant de préférence un matériel léger et simple à manipuler (sondes automatiques Diver) et nécessitant l'intervention d'un personnel réduit.

A une échelle temporelle plus importante, l'établissement de « clichés de la salinité » au niveau 0 au pas de temps annuel est préconisé. Cette démarche vise à établir un état des lieux de la qualité de ressource et à analyser les facteurs contrôlant son évolution.

Par ailleurs, le réseau de surveillance des nappes côtières réhabilité et mise en place dans le cadre de cette recherche sera intégré au réseau global de l'Office de l'Eau et les données seront bancarisées dans la base des données hydrogéologiques. Ce réseau expérimental fait partie d'un observatoire du milieu naturel testé sur le site pilote de la côte ouest dans le cadre du projet OT-RUN-Terre financé par l'Observatoire des Sciences de l'Univers et l'Office de l'Eau. A terme, il doit être entretenu et pérennisé. Les données recueillies peuvent enfin être valorisées par les programmes de recherche ultérieurs. Ce type d'observatoire est exporté sur l'île de la Grande Comore où trois ouvrages côtiers exploités sont déjà instrumentés. La densification de ce réseau d'observation est prévue dans le cadre des programmes de recherche en cours.

Conclusions générales

Dans un contexte géologique comparable, l'île de La Réunion et l'île de la Grande Comore illustrent particulièrement la complexité du milieu volcanique récent et insulaire aussi bien en matière de prospection que de gestion de la ressource en eau souterraine.

Sur le plan de la prospection des ressources, les résultats obtenus sur le site pilote de la côte ouest réunionnaise sont représentatifs du fonctionnement hydrogéologique des îles volcaniques océaniques. Environ deux cents puits et forages réalisés à ce jour sur cette île permettent d'appréhender les hétérogénéités spatiales du milieu volcanique et de préciser la stratégie de prospection la plus adaptée aux îles volcaniques similaires. En Grande Comore, cette stratégie doit prendre en compte deux contraintes supplémentaires au regard de l'île de La Réunion : une pluviométrie plus faible et une marégraphie plus importante. Pour les aquifères de cette île, ces deux conditions aux limites apparaissent particulièrement pénalisantes au regard de la vulnérabilité aux contaminations par les eaux marines des captages d'eau souterraine dans le domaine littoral.

Dans un contexte géologique particulièrement difficile, force est de constater que les précédents programmes de réalisation de captages sur l'île de la Grande Comore (Programmes de prospection des Nations Unies) ont réussi à optimiser au mieux l'exploitation de la ressource en domaine littoral en limitant la profondeur de pénétration dans les nappes côtières. Les ouvrages réalisés traduisent pour la plupart une contamination naturelle régionale de la nappe de base par des mouvements océaniques importants dans des formations littorales très perméables. Pour les secteurs les plus défavorables de l'île, il s'agit de prendre en compte l'existence d'une contamination marine de l'aquifère, largement développée vers l'intérieure des terres. Dans ces zones, la prospection géophysique pour l'identification d'hétérogénéités locales concentrant les eaux douces, reste délicate compte tenu de la profondeur de la nappe, et ceci malgré la mise en œuvre de méthodes électriques à haute résolution spatiale (ERT).

Le cas d'étude de la Grande Comore illustre la diversité des facteurs naturels contrôlant l'émergence des nappes d'eau douce et la vulnérabilité de l'aquifère littoral vis-à-vis de l'intrusion marine. Dans cette recherche, les principaux types d'aquifères rencontrés en milieu volcanique sont imagés par investigations géophysiques. L'ensemble des résultats confirme l'application en Grande Comore d'un modèle conceptuel hydrogéologique similaire à celui de La Réunion (Join et al. 2005), avec certaines spécificités essentiellement liées à l'absence de cirques d'érosion sur la Grande Comore, plus récente et moins arrosée.

Les résultats obtenus confirment la pertinence de l'application des techniques géophysiques électriques (ERT) et électromagnétiques (TDEM) pour l'investigation ;

- i) des fortes hétérogénéités spatiales des aquifères volcaniques,
- ii) des variations latérales de salinité dans les zones côtières

Cependant, la seule application de ces méthodes indirectes s'accompagne de nombreuses sources d'incertitudes et de limites, par exemples ;

- i) pour les méthodes électriques, la faible résolution de la mesure dans les matériaux à faible résistivité, notamment sous l'interface saline en zone côtière
- ii) pour les méthodes électromagnétiques, la nature unidimensionnelle du résultat qui considère un milieu tabulaire et stratifié ainsi que la faible résolution dans les terrains non saturés et résistants.

Toutefois, la combinaison des méthodes électriques et électromagnétiques aide à contraindre l'interprétation des résultats obtenus, particulièrement dans les zones où l'application d'une seule méthode ne fournit pas de résolution suffisante (Albouy et al. 2001).

Les structures hydrogéologiques et les hétérogénéités du milieu volcanique ont été imagées à différentes échelles spatiales. A l'échelle régionale, l'allure de l'invasion marine est contrôlée par i) l'importance de la recharge issue des précipitations et ii) le degré d'altération des formations volcaniques. En Grande Comore, les aquifères situés dans les unités géologiques les plus anciennes et les plus altérées, comme le massif du M'Badjini sont généralement moins impactés par l'intrusion marine, comparés à ceux localisés dans les unités géologiques les plus récentes comme les massifs de La Grille et du Karthala.

A l'échelle plus locale, les résultats géophysiques ont révélé une large diversité des hétérogénéités géologiques et une grande variabilité des taux de salinité dans les nappes côtières. Les simulations numériques confirment que dans la zone côtière, la présence de paléovallées comblées par des coulées récentes plus perméables facilite l'intrusion marine, tandis que la présence de formations géologiques moins perméables génère une piézométrie importante et tend à approfondir l'interface saline (Bourhane et al. 2014).

D'autre part, la modélisation numérique corrobore également le rôle des cours d'eau permanents ou temporaires sur l'alimentation des nappes côtières ; la présence de rivières ou ravines temporaires permet de chenaliser la recharge en eau douce et tend à repousser l'interface saline vers la mer (Bourhane et al. 2015, à paraître). En outre, les cônes côtiers de tuffs ou d'hyaloclastites, du fait de leurs très faibles perméabilités, sont susceptibles de constituer des barrières hydrauliques naturelles imperméables capables de limiter l'impact de l'intrusion marine.

A la lumière de ces observations, dans un cadre de prospection, la méthode de captage qui paraît la plus fiable en zone côtière reste basée sur la réalisation de puits de grand diamètre au lieu de forages profonds. Les puits côtiers peuvent alors être prolongés par des galeries pour écrémer la nappe, à l'image des puits de type Maui. Dans un premier temps, devraient être réalisés des sondages de reconnaissance au droit des sites identifiés comme les plus favorables. Ces ouvrages seront utilisés ultérieurement comme piézomètres d'observation. Selon les résultats déduits de ces sondages, les puits d'exploitation pourront être réalisés en amont pour atteindre la nappe à une profondeur raisonnable et une distance à la mer maximum.

Dans le cadre d'une gestion optimale de la ressource, la mise en œuvre de programmes de pompages asservis aux mouvements marégraphiques constitue un domaine de recherche novateur visant à améliorer la qualité des eaux exploitées sur certains ouvrages.

En somme, il s'avère que la complexité des milieux volcaniques est intimement liée à l'hétérogénéité des formations géologiques associées. Dans le milieu côtier, une relation entre la perméabilité des formations et la vulnérabilité des nappes est mise en évidence par simulation numérique. Ces observations suggèrent i) une prospection orientée vers les zones de perméabilité modérée qui paraissent moins vulnérables face aux intrusions marines, et ii) la réalisation de forages peu profond, écrémant la nappe superficielle à un débit modéré.

Enfin, le captage de la nappe de base en zones d'altitude par galeries horizontales ou inclinées s'avère être une alternative intéressante pour s'affranchir de la problématique du biseau salé (Bourhane et al. 2015).

En complément des analyses spatiales, l'acquisition de séries temporelles constitue un outil efficace pour i) surveiller et interpréter le comportement de la nappe à haute résolution temporelle (Johnson et al., 2012; Lewis and Allen, 2009) et ii) fournir des données utiles pour la gestion des ressources en eau.

Dans les trois puits instrumentés en Grande Comore, les enregistrements en continu des paramètres hydrogéologiques révèlent que ;

- i) les périodes de marées hautes engendrent des pics systématiques de salinité dans les nappes côtières
- ii) les valeurs de salinité moyennes les plus élevées sont enregistrées au cours des périodes de vives-eaux, durant lesquelles la marée affiche les plus fortes amplitudes.

Par ailleurs, la contamination marine en Grande Comore est naturellement plus fréquente i) dans les formations géologiques les plus récentes et ii) dans les régions les plus arides. Il s'agit de la situation des localités situées sur la côte Est de la Grande Comore, recevant moins de 1500 mm de précipitations par an et étant les plus affectées par les problèmes d'approvisionnement en eau potable.

Sur le site pilote de la côte ouest de l'île de La Réunion, l'instrumentation de 10 piézomètres d'observation fournit des renseignements sur les hétérogénéités temporelles des signaux recueillis. Sur l'ensemble du réseau d'observation, le signal piézométrique est systématiquement contrôlé à différents degrés par les composantes marégraphiques. L'analyse harmonique des signaux enregistrés permet de confirmer la présence de deux types de contextes hydrogéologiques sur le long de la ligne de côte investiguée ;

- i) les aquifères à caractère confiné situés au nord du site d'étude, dans le secteur de l'Ermitage sont davantage impactés par les composantes de marée de courtes périodes (diurnes et semi-diurnes). Les diffusivités apparentes calculées par rapport à ces types de composantes affichent des valeurs relativement élevées ($>50 \text{ m}^2/\text{s}$).
- ii) les aquifères à caractère non confiné situés principalement au sud du site d'étude, dans les secteurs de La Saline, les Trois Bassins et Saint Leu subissent une influence hydrodynamique plus prononcée des composantes de marée de longues périodes (annuelle et biannuelle essentiellement).

Dans tous les cas, l'évolution physico-chimique des nappes côtières reste largement contrôlée par les composantes de longues périodes (annuelle et biannuelle). Cependant, d'autres sources de perturbations hydro-climatiques sont observées en fonction des contextes hydrogéologiques ;

- i) les nappes côtières situées en amont d'une côte rocheuse (comme P9 Fond Jardin) ou dans l'alignement d'une passe récifale (comme Ravine Tabac ou Lotissement Bellevue) sont plus sensibles aux coups de houle durant l'hiver austral,
- ii) les nappes côtières localisées dans un contexte alluvial (comme la Grande Ravine) réagissent instantanément en réponse aux épisodes de recharge intensive par infiltrations d'eau douce météorique.
- iii) les nappes côtières situées à l'arrière d'un récif (comme à l'Ermitage) sont moins impactées par la houle australe dont l'impact est atténué par le récif.
- iv) les nappes côtières confinées par un recouvrement sédimentaire (comme à l'Ermitage) affichent des pics de salinité ponctuels associés à des infiltrations percolant à travers les sables et colluvions sus-jacents. Il s'agit cependant de phénomènes transitoires qui se résorbent assez rapidement en raison de la recharge provenant des zones d'altitude.

Enfin, l'information fournie par le suivi en continue des paramètres hydrogéologiques des nappes côtières peut être améliorée par une densification du réseau de surveillance dans ces milieux très complexes.

Références bibliographiques

- Ackerer P, Younes A (2008) Efficient approximations for the simulation of density driven flow in porous media. *Adv Water Resour* 31:15–27.
- Ackerer P, Younes A, Mose R (1999) Modeling variable density flow and solute transport in porous medium: 1. Numerical model and verification. *Transp Porous Media* 35:345–373.
- Albouy Y, Andrieux P, Rakotondrasoa G, et al (2001) Mapping Coastal Aquifers by Joint Inversion of DC and TEM Soundings-Three Case Histories. *Ground Water* 39:87–97.
- Alcalá FJ, Custodio E (2008) Using the Cl/Br ratio as a tracer to identify the origin of salinity in aquifers in Spain and Portugal.
- Aubert M (2003) La méthode de polarisation spontanée en hydrogéologie des terrains volcaniques. *Rev Sci Eau* 16:219. doi: 10.7202/705505ar
- Aubert M, Atangana QY (1996) Self-Potential Method in Hydrogeological Exploration of Volcanic Areas. *Ground Water* 34:1010–1016. doi: 10.1111/j.1745-6584.1996.tb02166.x
- Auken E, Violette S, d' Ozouville N, et al (2009) An integrated study of the hydrogeology of volcanic islands using helicopter borne transient electromagnetic: Application in the Galápagos Archipelago. *Comptes Rendus Geosci* 341:899–907.
- Bachelery P, Coudray J (1993) Carte géologique de la Grande Comore au 1/50 000 ème, avec notice explicative, 39 p.
- Banton O, Bangoy LM (eds) (1997) Hydrogéologie: multiscience environnementale des eaux souterraines. AUPELF-UREF, Montréal
- Barcelo A (1996) Analyse des mécanismes hydrologiques en domaine volcanique insulaire tropical à relief jeune. Apports à la connaissance du bilan hydrique. Massif du Piton de la Fournaise (île de la Réunion). Montpellier 2
- Barcelo A, Coudray J (1996) Nouvelle carte des isohyètes annuelles et des maxima pluviométriques sur le massif du Piton de la Fournaise (Ile de la Réunion). *Rev Sci Eau* 9:457. doi: 10.7202/705262ar
- Barker RD (1989) Depth of investigation of collinear symmetrical four-electrode arrays. *Geophysics* 54:1031–1037. doi: 10.1190/1.1442728
- Barsukov PO, Fainberg EB (2001) Superparamagnetic effect over gold and nickel deposits. *Environ Eng Geophys* 61–72.
- Battistini R, Vérin P (1987) Géographie des Comores. *Ann Géographie* 96:135.
- Bear J, Cheng AH-D, Sorek S, et al (2013) Seawater Intrusion in Coastal Aquifers: Concepts, Methods and Practices. Springer Science & Business Media
- Billard G, Vincent PM (1974) Carte géologique de la France - La Réunion. Echelle 1/50 000 - Carte (4 feuilles) et notice explicative.

- Birch FS (1993) Testing Fournier's Method for Finding Water Table from Self-Potential. *Ground Water* 31:50–56. doi: 10.1111/j.1745-6584.1993.tb00827.x
- Bobba AG (1993) Mathematical Models for Saltwater Intrusion in Coastal Aquifers.
- Bonnet M (1982) Méthodologie des Modèles de simulation en hydrogéologie. *Doc BRGM* 34:438.
- Bonnier J, Bourhane A (2012) Etude de la salinisation des aquifères côtiers en milieu volcanique insulaire : cas de l'île de La Réunion. Dix-huitièmes journées techniques du Comité Français d'Hydrogéologie de l'Association Internationale des Hydrogéologues. « Ressources et gestion des aquifères littoraux ». IAH, Cassis, France, p p259
- Borloo J-L (2010) Communiqué de presse : Journée mondiale de l'eau - Une politique de l'eau ancrée dans le développement durable - Comité 21 - <http://www.comite21.org/docs/actualites-dd/2010/22.03.2010-journee-mondiale-de-l-eau.pdf>.
- Boubekraoui S, Courteaud M, Aubert M, et al (1998) New insights into the hydrogeology of a basaltic shield volcano from a comparison between self-potential and electromagnetic data : Piton de la Fournaise, Indian Ocean. *J Appl Geophys* 40:165–177. doi: 10.1016/S0926-9851(98)00023-8
- Bourhane A, Comte J-C, Join J-L, Ibrahim K (2015) Groundwater prospection in Grande Comore Island; Joint contribution of geophysical methods, hydrogeological time-series analysis and groundwater modelling. *Active Volcanoes of the Southwest Indian Ocean: Piton de la Fournaise and Karthala.*, Springer-Verlag. Bachèlery, P., Lénat, J.-F., Di Muro, A., Michon, L. (Editors), Berlin and Heidelberg, p pp. xx–xx.
- Bourhane A, Comte J-C, Join J-L, Mara T (2014) The role of 3D volcanic structures on seawater intrusion in Grande Comore Island inferred from geophysical investigations and groundwater modelling. *SWIM23 - 23rd Salt Water Intrusion Meeting - Proceedings*. Germany, p p50
- Boussinesq J (1877) *Essai sur la théorie des eaux courantes*. Mém. Acad. Sci. Paris, Imprimerie Nationale, Paris, 252 pp. 252.
- Bret L, Join J-L, Coudray J (2000) Investigation on deep water resources by Tunnels within the Piton des Neiges volcano (Reunion Island). *Ground Water Past Achievements and Future Challenges*, Balkema. Sililo, et al., (Eds.), Rotterdam, pp 1103–1107
- Burger HR, Sheehan AF, Jones CH, Burger HR (2006) *Introduction to applied geophysics: exploring the shallow subsurface*. W.W. Norton, New York
- Buselli G, McCracken KG (Kenneth G), Thorburn M, CSIRO. Division of Mineral Physics (1982) Transient electromagnetic measurements over the Teutonic Bore orebody during the overburden stripping phase of mining / G. Buselli, K.G. McCracken and M. Thorburn. CSIRO Division of Mineral Physics, North Ryde, N.S.W
- CEAEQ (2011) Centre d'expertise en analyse environnementale du Québec - Guide d'échantillonnage à des fins d'analyses environnementales : cahier 3 – Échantillonnage des eaux souterraines. Ministère du Développement durable, de l'Environnement et des Parcs du Québec (MDDEP), Québec

- CEAEQ (2002) Centre d'expertise en analyse environnementale du Québec - Méthode d'analyse - Détermination de la conductivité dans les effluents; Méthode électrométrique. Ministère de l'Environnement du Québec, Canada
- Comte J-C (2008) Apport de la tomographie électrique à la modélisation des écoulements densitaires dans les aquifères côtiers - Application à trois contextes climatiques contrastés (Canada, Nouvelle-Calédonie, Sénégal). Thèse de Doctorat, Université d'Avignon
- Cordier E, Lézé J, Join J-L (2013) Natural tidal processes modified by the existence of fringing reef on La Reunion Island (Western Indian Ocean): Impact on the relative sea level variations. *Cont Shelf Res* 55:119–128. doi: 10.1016/j.csr.2013.01.016
- Coudray J, Mairine P, Nicolini E, Clerc JM (1990) Approche hydrogéologique. Le volcanisme de l'île de la Réunion, Centre de Recherches Volcanologiques, Clermont-Ferrand. Lénat, J.F. (Ed.),
- Courteaud M, Ritz M, Descloitres M, et al (1996) Cartographie AMT du biseau salé sur le flanc sud du Piton de la Fournaise (Ile de la Réunion). *Comptes Rendus Académie Sci 2a Sci Terre* 322:93–100.
- Courteaud M, Ritz M, Robineau B, et al (1997) New geological and hydrogeological implications of the resistivity distribution inferred from audiomagnetotellurics over La Fournaise young shield volcano (Reunion Island). *J Hydrol* 203:93–100.
- Cruz VJ, Silva OM (2001) Hydrogeologic framework of Pico Island, Azores, Portugal. *Hydrogeol J* 9:177–189. doi: 10.1007/s100400000106
- Custodio E (1989) Strict Aquifer Control Rules Versus Unrestricted Groundwater Exploitation: Comments on Economic Consequences.
- Custodio E (1978) Geohidrología de terrenos e islas volcánicas. Centro de estudios hidrograficos, Universidad politécnica de Barcelona
- Custodio E (1974) Datos sobre la Hidráulica de las galerías de captación de agua subterránea en el Macizo de Famara, Lanzarote (Islas Canarias, España). p pp 235–284
- Custodio E, Lopez Garcia L, Amigo E (1988) Simulation par modèle mathématique de l'île volcanique de Ténériffe : Canaries, Espagne. *Hydrogéologie* p. 153–167.
- Daesslé, Join (1988) Cliché de salinité des nappes souterraines de la côte ouest de l'île de La Réunion.
- Daesslé M, Join J-L, Duchamps JM (1988) Hydrochimie des émergences et des nappes de l'île de La Réunion. *Compte-rendu d'avancement des travaux*. Decembre 1988. BRGM
- Dague P, Galle-Cavalloni H (1971) Mesures des vitesses verticales de circulation de l'eau dans les forages - emploi du micromoulinet. BRGM, France
- Dahlin T (1993) On the automation of 2D resistivity surveying for engineering and environmental applications, Ph.D. thesis, Dept. Eng. Geol., Lund Univ., Lund, Sweden. Ph.D Thesis, Lund University
- Dahlin T (2001) The development of DC resistivity imaging techniques. *Comput Geosci* 27:1019–1029. doi: 10.1016/S0098-3004(00)00160-6

- Dahlin T, Zhou B (2004) A numerical comparison of 2D resistivity imaging with 10 electrode arrays. *Geophys Prospect* 52:379–398. doi: 10.1111/j.1365-2478.2004.00423.x
- Danielsen JE, Auken E, Jørgensen F, et al (2003) The application of the transient electromagnetic method in hydrogeophysical surveys. *J Appl Geophys* 53:181–198. doi: 10.1016/j.jappgeo.2003.08.004
- Dartus D, Araujo M, Maurel P, Masbernat L (2000) On the influence of longitudinal mean flow over Langmuir circulations. *J Hydraul Res* 38:141–149. doi: 10.1080/00221680009498349
- Das A, Datta B (1999) Development of multiobjective management models for coastal aquifers. *J Water Resour Plan Manag-Asce* 125:76–87.
- Descloitres M (1998) Les sondages électromagnétiques en domaine temporel (TDEM) : application à la prospection d'aquifères sur les volcans de Fogo (Cap Vert) et du Piton de la Fournaise (La Réunion). Université Paris 6
- Descloitres M, Ritz M, Robineau B, Courteaud M (1997) Electrical structure beneath the eastern collapsed flank of Piton de la Fournaise volcano, Reunion Island: Implications for the quest for groundwater. *Water Resour Res* 33:13–19. doi: 10.1029/96WR02673
- Diersch HJG (2002) Reference manual for FEFLOW – finite element subsurface flow and transport simulation system.
- Diersch HJG, Kolditz O (2002) Variable-density flow and transport in porous media: approaches and challenges. *Adv Water Resour* 25:899–944.
- D' Ozouville N, Auken E, Sorensen K, et al (2008) Extensive perched aquifer and structural implications revealed by 3D resistivity mapping in a Galapagos volcano. *Earth Planet Sci Lett* 269:518–522.
- Ecker A (1976) Groundwater behaviour in Tenerife, volcanic island (Canary Islands, Spain). *J Hydrol* 28:73–86. doi: 10.1016/0022-1694(76)90053-6
- Elder JW (1967) Transient convection in a porous medium. *J Fluid Mech* 27:609. doi: 10.1017/S0022112067000576
- Farber E, Vengosh A, Gavrieli I, et al (2007) The geochemistry of groundwater resources in the Jordan Valley: The impact of the Rift Valley brines. *Appl Geochem* 22:494–514.
- Ferris J (1951) Cyclic fluctuations of water level as a basis for determining aquifer transmissibility: Bruxelles, Assoc. Int. Hydrol. Sci., Assem. Gen., v. 2, 148 p. Bruxelles, p 148p
- Folio J-L (2001) Distribution de la perméabilité dans le massif du Piton de la Fournaise : apport à la connaissance du fonctionnement hydrogéologique d'un volcan-bouclier. La Réunion
- Folio J-L, Join J-L, Robineau B, et al (2000) Combined electromagnetic prospecting and ground water modelling to study shield volcano hydrogeology: Piton de La Fournaise volcano case study (Reunion Island). *Ground Water Past Achievements and Future Challenges*, Balkema. Sililo, et al., (Eds.), Rotterdam, pp 385–389

- Fournier C (1989) Spontaneous Potentials and Resistivity Surveys Applied to Hydrogeology in a Volcanic Area: Case History of the Chaîne Des Puys (puy-De-Dôme, France)1. *Geophys Prospect* 37:647–668. doi: 10.1111/j.1365-2478.1989.tb02228.x
- Fox RW (1830) On the Electro-Magnetic Properties of Metalliferous Veins in the Mines of Cornwall. *Philos Trans R Soc Lond* 120:399–414. doi: 10.1098/rstl.1830.0027
- Frind EO (1982) Seawater intrusion in continuous coastal aquifer-aquitard systems. *Adv Water Resour* 5:89–97.
- Ghyben WB (1888) Nota in verband met de voorgenomen putboring nabij Amsterdam-Tijdsch. Van Kouinglijk Inst Van Ing 8–22.
- Griffiths DH, Turnbull J, Olayinka A. (1990) Two-dimensional resistivity mapping with a computer-controlled array. *First Break*. doi: 10.3997/1365-2397.1990008
- Grünberger O (1989) Etude géochimique et isotopique de l'infiltration sous climat tropical contrasté , massif du piton des neiges, Ile de la Réunion. Phdthesis, Université Paris Sud - Paris XI
- Guo W, Langevin CD (2002) A Computer Program for Simulation of Three-Dimensional Variable-Density Ground-Water Flow. *Techniques of Water-Resources Investigations Book 6, Chapter A7*, 77 p.
- Hamm S-Y, Cheong J-Y, Jang S, et al (2005) Relationship between transmissivity and specific capacity in the volcanic aquifers of Jeju Island, Korea. *J Hydrol* 310:111–121.
- Henry HR (1964) Effects of dispersion on salt encroachment in coastal aquifers. *Water Supply Pap* 1613:70–84.
- Herzberg A (1901) Die Wasserversorgung einiger Nordseebäder. *J Gasbeleucht Wasserversorg* 815–819.
- Hoareau J (2009) Utilisation d'une approche couplée hydrogéophysique pour l'étude des aquifères - Applications aux contextes de socle et côtier sableux. Université Joseph-Fourier - Grenoble I
- Holding S, Allen DM (2014) Responses to Climate Change and Development Stressors on Small Oceanic Islands. *SWIM23 - 23rd Salt Water Intrusion Meeting - Proceedings*. Germany, p p168
- Houmed-Gaba A (2010) Hydrogéologie des milieux volcaniques sous climat aride. Editions Universitaires Européennes
- Huisman JA, Bouten W, Ferre TP (2004) Bridging the Gap Between Geophysical Measurements and Hydrological Modelling. *AGU Fall Meet Abstr* -1:01.
- Huyakorn PS, Andersen PF, Mercer JW, White HO (1987) Saltwater intrusion in aquifers: Development and testing of a three-dimensional finite element model. *Water Resour Res* 23:293–312. doi: 10.1029/WR023i002p00293
- Ibrahim K (2009) Etude hydrogéologique de l'aquifère côtier dans la région de Oichili en Grande Comore – Mémoire de Master 2 Université d'Avignon, Université de la Réunion, 62 p. *Hydraulique Sans Frontières, Comoros*

- Izquierdo T (2014) Conceptual hydrogeological model and aquifer system classification of a small volcanic island (La Gomera; Canary Islands). *CATENA* 114:119–128. doi: 10.1016/j.catena.2013.11.006
- Izuka SK, Gingerich SB (2003) A thick lens of fresh groundwater in the southern Lihue Basin, Kauai, Hawaii, USA. *Hydrogeol J* 11:240 – 248.
- Izuka SK, Gingerich SB (1998) Estimation of the depth to the fresh-water/salt-water interface from vertical head gradients in wells in coastal and island aquifers. *Hydrogeol J* 6:365 – 373.
- Johnson TC, Slater LD, Ntarlagiannis D, et al (2012) Monitoring groundwater-surface water interaction using time-series and time-frequency analysis of transient three-dimensional electrical resistivity changes. *Water Resour Res* 48:W07506. doi: 10.1029/2012WR011893
- Join J-L (1991) Caractérisation hydrogéologique du milieu volcanique insulaire, le Piton des Neiges: Ile de La Réunion. Université Montpellier II
- Join J-L, Comte J-C, Bourhane A (2013) Tests méthodologiques en géophysique en vue de l'implantation de forages d'eau sur l'île de La Grande Comore - Projet Pilote de gestion du service public de l'eau en milieu rural sur l'île de La Grande Comore. Laboratoire Géosciences Réunion - IPGP UMR 7154 - Université de La Réunion, France
- Join J-L, Coudray J (1993) Caractérisation géostructurale des nappes d'altitude en milieu insulaire, Ile de la Réunion. *Géodynamica Acta* 243–254.
- Join J-L, Coudray J, Longworth K (1997) Using principal components analysis and Na/Cl ratios to trace groundwater circulation in a volcanic island: the example of Reunion. *J Hydrol* 190:1–18.
- Join J-L, Courteaud M, Robineau B, et al (1996) The problem of prospecting and development of inland groundwater resources in young tropical volcanic islands. IAHS-AISH publications. International Association of Hydrological Sciences, Kingston, pp 405–411
- Join J-L, Folio J-L, Robineau B (2005) Aquifers and groundwater within active shield volcanoes. Evolution of conceptual models in the Piton de la Fournaise volcano. *J Volcanol Geotherm Res* 147:187–201.
- Join J-L, Pomme J-B, Coudray J, Daesslé M (1988) Caractérisation des aquifères basaltiques en domaine littoral. Impact d'un récif corallien. *Hydrogéologie* 107–115.
- Join J-L, Robineau B, Courteaud M, Ritz M (2000) CSAMT mapping of a deep hydrogeological structure in Mauritius Island. Proceedings of the IAH Congress on Groundwater.
- Jung H-W, Yun S-T, Kim K-H, et al (2014) Role of an impermeable layer in controlling groundwater chemistry in a basaltic aquifer beneath an agricultural field, Jeju Island, South Korea. *Appl Geochem*. doi: 10.1016/j.apgeochem.2014.03.008
- Kim K-Y, Seong H, Kim T, et al (2006) Tidal effects on variations of fresh-saltwater interface and groundwater flow in a multilayered coastal aquifer on a volcanic island (Jeju Island, Korea). *J Hydrol* 330:525–542.
- Kim Y, Lee K-S, Koh D-C, et al (2003) Hydrogeochemical and isotopic evidence of groundwater salinization in a coastal aquifer: a case study in Jeju volcanic island, Korea. *J Hydrol* 270:282–294.

- Kim Y, Yoon H, Kim G (2014) Characteristics of real time variations of freshwater-saltwater interface using a new monitoring method at Jeju island, South Korea. SWIM23 - 23rd Salt Water Intrusion Meeting - Proceedings. Husum, Germany, p 472
- Kirkegaard C, Foged N, Auken E, et al (2012) On the value of including x-component data in 1D modeling of electromagnetic data from helicopterborne time domain systems in horizontally layered environments. *J Appl Geophys* 84:61–69. doi: 10.1016/j.jappgeo.2012.06.006
- Kloppmann W, Bourhane A, Schomburgk S, Asfirane F (2012) Salinisation des masses d’eaux en France : du constat au diagnostic. Dix-huitièmes journées techniques du Comité Français d’Hydrogéologie de l’Association Internationale des Hydrogéologues. « Ressources et gestion des aquifères littoraux ». IAH, Cassis, France, p p199
- Kluska JM (1997) Évolution magmatique et morpho-structurale du Piton des Neiges au cours des derniers 500 000 ans. Thèse Univ. Paris XI, 125 p.
- Koefoed O (1979) *Geosounding Principles 1: Resistivity Sounding Measurements*. Elsevier Science Publishing Company, Amsterdam
- Lachassagne P, Aunay B, Frissant N, et al (2014) High-resolution conceptual hydrogeological model of complex basaltic volcanic islands. A Mayotte, Comoros, case study. *Terra Nova* n/a–n/a. doi: 10.1111/ter.12102
- Lau L-KS, Mink JF (2006) *Hydrology of the Hawaiian Islands*. University of Hawaii Press
- Lewis K, Allen JI (2009) Validation of a hydrodynamic-ecosystem model simulation with time-series data collected in the western English Channel. *J Mar Syst* 77:296–311.
- Lézé J (2012) Impact des forçages océaniques sur les nappes côtières : cas de l’Ermitage, île de La Réunion. Thèse doctorat, Université de la Réunion
- Loke MH (2006) RES2DINV ver. 3.55, Rapid 2-D resistivity & IP inversion using the least-squares method, 139 pp., Geotomo Software, Penang, Malaysia, <http://www.geoelectrical.com/download.html>.
- Loke MH, Chambers JE, Rucker DF, et al (2013) Recent developments in the direct-current geoelectrical imaging method. *J Appl Geophys* 95:135–156. doi: 10.1016/j.jappgeo.2013.02.017
- Macdonald GA, Abbott AT, Peterson FL (1983) *Volcanoes in the Sea: The Geology of Hawaii*. University of Hawaii Press
- Marini D (1990) Résultats et interprétations d’une campagne de pompages d’essais sur des puits dans les aquifères de base, Grande Comore. PNUD/DCTD, Comoros
- Massari M (1990) Étude du pouvoir épurateur de divers matériaux de l’île de la Réunion vis à vis d’effluents domestiques et industriels. Université de Provence
- McDougall (1971) The geochronology and evolution of the young volcanic island of Réunion, Indian Ocean. *Geochim Cosmochim Acta* p. 261–288.
- McNeill JD (1994) *Principles and application of time domain electromagnetic techniques for resistivity sounding (Technical Note TN-27)*. Geonics Limited.

- Meybeck M (1985) The GEMS-Water Programme 1977-1983. *Water Qual Monit* 10:167–174.
- Meybeck M, Helmer R (1989) The quality of rivers: From pristine stage to global pollution. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol* 75:283–309. doi: 10.1016/0031-0182(89)90191-0
- Mohamed I (2012) L'eau en Grande Comore : étude de cas d'un petit espace insulaire abondamment arrosé mais en situation de pénurie d'eau. Thèse de Doctorat, Université de La Réunion
- Mohamed SH, Othman SA (2006) Etude causale sur la disponibilité de la ressource en eau et la sécurité de l'approvisionnement en eau potable aux Comores (Version finale), Rapport PNUD, 16/10/2006. UNDP, Comoros
- Mulligan AE, Langevin C, Post VEA (2011) Tidal Boundary Conditions in SEAWAT. *Ground Water* 49:866–879. doi: 10.1111/j.1745-6584.2010.00788.x
- Nagata T, Kobayashi K, Schwarz EJ (1965) Archaeomagnetic intensity studies of South and Central America. *J Geomagn Geoelectr* 399–405.
- Néel L (1949) Théorie du traînage magnétique des ferromagnétiques en grains fins avec applications aux terres cuites. *Ann Géophysique* 99–136.
- Neven K (ed) (2007) *Hydrogeology and groundwater modeling*, Taylor and Francis group. CRC press
- Nichols WD, Shade PJ, Hunt CD (1996) Summary of the Oahu, Hawaii, Regional Aquifer-System Analysis. United States Geological Survey
- Oltean C, Bues MA (2002) Infiltration of salt solute in homogeneous and saturated porous media - An analytical solution evaluated by numerical simulations. *Transp Porous Media* 48:61–78.
- Oude Essink GHP (2001) Salt Water Intrusion in a Three-dimensional Groundwater System in The Netherlands: A Numerical Study. *Transp Porous Media* 43:137–158. doi: 10.1023/A:1010625913251
- Pawlowicz R, Beardsley B, Lentz S (2002) Classical tidal harmonic analysis including error estimates in MATLAB using T_TIDE. *Comput Geosci* 28:929–937. doi: 10.1016/S0098-3004(02)00013-4
- Pennober G, Odon O, Join J-L, Folio J-L (2004) Approche par analyse spatiale de la faisabilité de captage d'eau souterraine sur le Massif du Piton de la Fournaise (île de La Réunion - France - Océan Indien). *Cybergeog Eur J Geogr*. doi: 10.4000/cybergeog.3298
- Peterson FL (1972) Water Development on Tropic Volcanic Islands—Type Example: Hawaii. *Ground Water* 10:18–23. doi: 10.1111/j.1745-6584.1972.tb03586.x
- Pugh DT (1996) *Tides, Surges and Mean Sea-Level*, reprinted with corrections, Antony Rowe Ltd, Great Britain, John Wiley and Sons. Great Britain
- Revil A, Cary L, Fan Q, et al (2005) Self-potential signals associated with preferential ground water flow pathways in a buried paleo-channel. *Geophys Res Lett* 32:n/a–n/a. doi: 10.1029/2004GL022124
- Revil A, Karaoulis M, Johnson T, Kemna A (2012) Review: Some low-frequency electrical methods for subsurface characterization and monitoring in hydrogeology. *Hydrogeol J* 20:617–658. doi: 10.1007/s10040-011-0819-x

- Reynolds JM (2011) *An Introduction to Applied and Environmental Geophysics*. John Wiley & Sons
- Rocher P (1988) Contexte volcanique et structural de l'hydrothermalisme récent dans le massif du Piton des neiges (île de La Réunion): étude détaillée du cirque de Salazie. s.n.
- Roy A (1972) Depth of Investigation in Wenner, Three-Electrode and Dipole-Dipole Dc Resistivity Methods*. *Geophys Prospect* 20:329–340. doi: 10.1111/j.1365-2478.1972.tb00637.x
- Roy A, Apparao A (1971) Depth of investigation in direct current methods. *Geophysics* 36:943–959.
- Savin C, Ritz M, Join JL, Bachelery P (2001) Hydrothermal system mapped by CSAMT on Karthala volcano, Grande Comore Island, Indian Ocean. *J Appl Geophys* 48:143–152. doi: 10.1016/S0926-9851(01)00078-7
- Spies BR (1989) Depth of investigation in electromagnetic sounding methods. *Geophysics* 54:872–888. doi: 10.1190/1.1442716
- Taylor CJ, Alley WM (2002) Ground-water-level monitoring and the importance of long-term water-level data. U.S. Dept. of the Interior, U.S. Geological Survey
- Telford WM, Geldart LP, Sheriff RE (1990) *Applied Geophysics*, 2nd edn. Cambridge University Press
- UNDP (1987) Recherche et mise en valeur des eaux - Rapport technique - Perspectives de mise en valeur des eaux souterraines pour l'alimentation en eau des agglomérations de l'île de Ngazidja. UNO, Comoros
- UNESCO (1998) Rapport mondial sur la science 1998. UNESCO, Paris
- Vaudour K, Aunay B (2008) Modalités de captage des eaux souterraines à la Réunion. Analyse critique de l'existant (techniques, coûts, opérateurs). Rapport final. Rapport BRGM Code ISBN/ISRN. BRGM, La Réunion
- Vengosh A (2003) 9.09 - Salinization and Saline Environments. In: Editors-in-Chief: Heinrich D. Holland, Karl K. Turekian (eds) *Treatise on Geochemistry*. Pergamon, Oxford, pp 1–35
- Vengosh A, Barth S, Heumann KG, Eisenhut S (1999) Boron isotopic composition of freshwater lakes from central Europe and possible contamination sources. *Hydrochim Hydrobiol Acta* 27:416–421.
- Viezzoli A, Tosi L, Teatini P, Silvestri S (2010) Surface water–groundwater exchange in transitional coastal environments by airborne electromagnetics: The Venice Lagoon example. *Geophys Res Lett* 37:n/a–n/a. doi: 10.1029/2009GL041572
- Vittecoq B, Deparis J, Violette S, et al (2013) Influence of successive phases of volcanic construction and erosion on Mayotte's hydrogeological functioning as determined from a helicopter-borne resistivity survey correlated with borehole geological and permeability data. *J Hydrol*. doi: 10.1016/j.jhydrol.2013.11.062
- Voss CI (1999) USGS SUTRA Code — History, Practical Use, and Application in Hawaii. In: Bear PJ, Cheng PAH-D, Sorek PS, et al (eds) *Seawater Intrusion in Coastal Aquifers — Concepts, Methods and Practices*. Springer Netherlands, pp 249–313

Annexes

